



**Influence des altérations de surface naturelle sur la
reconnaissance des roches par télédétection V-IR :
application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au
programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de
la région nantaise**

Régis Roy

► **To cite this version:**

Régis Roy. Influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédétection V-IR : application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de la région nantaise. Sciences de la Terre. Université de Nantes, 2007. Français. NNT : . tel-00647382

HAL Id: tel-00647382

<https://theses.hal.science/tel-00647382>

Submitted on 1 Dec 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE NANTES
FACULTÉ DES SCIENCES ET DES TECHNIQUES

ÉCOLE DOCTORALE
MÉCANIQUE, THERMIQUE ET GÉNIE CIVIL

Année 2007

N° attribué par la bibliothèque :

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Influence des altérations de surface naturelle sur la
reconnaissance des roches par télédétection V-IR :
application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman
et au programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de
la région nantaise

THÈSE DE DOCTORAT

Discipline : Sciences de la Terre

Spécialité : Télédétection

Présentée

et soutenue publiquement par :

REGIS ROY

Le 20 décembre 2007, devant le jury ci-dessous :

<i>Président :</i>	M. Jacques GIRARDEAU, <i>professeur</i> , Université de Nantes
<i>Rapporteurs :</i>	M. Patrick PINET, <i>directeur de recherches CNRS</i> , Université Paul Sabatier, Toulouse III
	M. Patrick LEDRU, <i>ingénieur-chercheur senior</i> , BRGM d'Orléans
<i>Examineurs :</i>	M. Philippe LAGACHERIE, <i>ingénieur de recherches</i> , INRA de Montpellier M. José Maria TUBIA, <i>professeur</i> , Universidad del País Vasco, Bilbao, Espagne
<i>Directeur de Thèse :</i>	M. Patrick LAUNEAU, <i>professeur</i> , Université de Nantes
<i>Co-directrice de Thèse :</i>	Mme Véronique CARRERE, <i>maître de conférence, HDR</i> , Université de Nantes

TABLE DES MATIERES

Avant-propos.....	27
1. Introduction.....	31
2. Contextes d'étude	37
2.1 Contexte géologique de la région Nantaise	39
2.1.1 Introduction	39
2.1.2 Géologie de la région nantaise.....	39
2.1.2.1 Formations du socle.....	41
2.1.2.1.1 La Nappe de Champtoceaux.....	41
2.1.2.1.2 Le Massif du Pallet.....	43
2.1.2.2 Formations sédimentaires	49
2.1.2.3 Synthèse sur les travaux de cartographie dans la région.....	51
2.1.3 Problématique de l'étude effectuée dans l'AOC Muscadet	51
2.2 Contexte géologique de l'ophiolite d'Oman	54
2.2.1 Introduction	54
2.2.2 Formation de l'ophiolite et unités lithologiques affleurant dans les montagnes d'Oman	56
2.2.2.1 Formation de l'ophiolite d'Oman	56
2.2.2.2 Unités lithologiques affleurant dans les montagnes d'Oman	57
2.2.2.2.1 Les principales unités	57
2.2.2.2.2 La Nappe de Samail : l'unité des ophiolites	58
2.2.3 Le Massif de Sumail	59
2.2.3.1 Géologie du Massif.....	60
2.2.3.2 Synthèse sur les travaux de cartographie dans le Massif de Sumail.....	62
2.2.4 Problématique de l'étude effectuée en Oman	62
3. Altération météoritique des roches	65
3.1 Les principaux processus concernant l'altération météoritique des roches	67
3.1.1 Altération physique.....	67
3.1.2 Altération chimique	67
3.1.3 Altération des minéraux.....	69
3.1.3.1 Stabilité des minéraux	69
3.1.3.2 Produits créés lors de l'altération	70
3.2 Conséquences de l'altération météoritique.....	74
3.2.1 Formation d'une altérite	74
3.2.1.1 Profil d'altération	74
3.2.1.2 Les principaux facteurs contrôlant la formation d'un sol	75
3.2.1.2.1 La lithologie	76
3.2.1.2.2 Le climat et la végétation	76
3.2.1.2.3 Le temps et le relief.....	77
3.2.1.3 Horizons d'un sol	78
3.2.1.3.1 Référentiel pédologique français	78
3.2.1.3.2 Définition de quelques horizons caractéristiques	79
3.2.1.3.3 Propriétés des sols saturés en eau : l'hydromorphie.....	79
3.2.2 Formation d'un reg et développement d'une patine	81
3.2.2.1 Le reg.....	81
3.2.2.2 Le vernis du désert ou patine.....	84
3.2.2.2.1 Mode de formation et origine des patines	85
3.2.2.2.2 Composition des patines.....	85
3.2.2.2.3 Morphologie des patines	86
3.2.2.2.4 Etude des patines en Oman	87
4. Spectrométrie.....	89
4.1 La spectrométrie de réflectance.....	91
4.1.1 Théorie du rayonnement électromagnétique.....	91
4.1.2 Quelques définitions des grandeurs physiques analysées	93
4.1.3 Origines des bandes d'absorption : processus électroniques et moléculaires	101
4.1.3.1 Processus électroniques	102
4.1.3.1.1 Les effets du champ cristallin.....	103
4.1.3.1.2 Les transferts de charges	106
4.1.3.1.3 Les bandes de conduction.....	107
4.1.3.2 Processus vibrationnels	108

TABLE DES MATIERES

4.1.4 Paramètres qui contrôlent les bandes d'absorption.....	111
4.1.4.1 Profondeur de pénétration du rayonnement électromagnétique	111
4.1.4.2 Granulométrie.....	112
4.1.4.3 Rugosité de surface.....	113
4.1.5 Interaction du rayonnement avec l'atmosphère	114
4.1.5.1 Propriétés physico-chimiques de l'atmosphère	116
4.1.5.2 Absorption, diffusion et transmission atmosphérique	116
4.1.6 Interaction du rayonnement avec les minéraux, les sols et les roches	118
4.1.6.1 Propriétés spectrales des minéraux.....	118
4.1.6.2 Propriétés spectrales des sols.....	118
4.1.6.3 Propriétés spectrales des roches fraîches et altérées	119
4.1.7 Mélanges spectraux	120
4.1.7.1 Mélanges surfaciques	121
4.1.7.2 Mélanges intimes.....	121
4.1.7.3 Mélanges sur couches multiples.....	122
4.1.7.4 Mélanges moléculaires	123
4.2 L'imagerie hyperspectrale	124
4.2.1 Caractéristiques techniques à considérer en télédétection	124
4.2.1.1 Résolution spectrale.....	124
4.2.1.2 Résolution spatiale	125
4.2.1.3 Rapport signal sur bruit	126
4.2.1.4 Conception des capteurs.....	126
4.2.2 Les capteurs multispectraux : instruments limités par le domaine spectral	127
4.2.3 Les capteurs hyperspectraux : instruments qui combinent spectrométrie et imagerie	129
4.3 Instruments de mesure utilisés classiquement en spectrométrie pour des applications en télédétection et moyens de validation des données acquises en laboratoire	131
4.3.1 Spectromètre Nicolet 5700 FT-IR	131
4.3.1.1 Présentation de l'instrument	131
4.3.1.2 Mesure des spectres de réflectance.....	135
4.3.2 Spectromètres GER 3700 et ASD FieldSpec FR [®]	138
4.3.2.1 Présentation des instruments	138
4.3.2.2 Spectromètre GER 3700.....	138
4.3.2.3 Spectromètre ASD FieldSpec FR [®]	139
4.3.2.4 Mesure des spectres de réflectance.....	140
4.3.2.5 Corrections effectuées sur les spectres ASD	141
4.3.3 Spectromètre imageur HyMap.....	142
4.3.3.1 Présentation de l'instrument	142
4.3.3.2 Campagne aéroportée sur le Massif de Sumail (Oman)	143
4.3.3.3 Prétraitement de l'image.....	144
4.4 Validation des données spectrales à l'aide de méthodes complémentaires	145
4.4.1 La diffraction des rayons X (DRX)	145
4.4.1.1 Principe de la DRX.....	145
4.4.1.2 Préparation des échantillons	146
4.4.1.3 Conditions d'analyse	147
4.4.2 La microscopie électronique à balayage (MEB).....	148
4.4.2.1 Principe du MEB	148
4.4.2.2 Préparation des échantillons	150
4.4.2.3 Conditions d'analyse	150
5. Méthodes.....	153
5.1 Analyse de la forme de spectres	155
5.1.1 Rapports de bandes et indices spectraux.....	155
5.1.2 Retrait du continuum	158
5.1.2.1 Estimation du continuum.....	158
5.1.2.2 Retrait du continuum de Clark et Roush (1984).....	159
5.1.3 Analyse de la forme des bandes d'absorptions	160
5.2 Comparaisons spectrales	162
5.2.1 Choix des pôles purs.....	162
5.2.1.1 À l'échelle du laboratoire ou du terrain.....	162
5.2.1.2 À l'échelle de l'image	163
5.2.2 Utilisation de métriques.....	163

5.2.2.1	La distance spectrale (DS).....	164
5.2.2.2	L'angle spectral (SAM).....	166
5.3	Identification des mélanges à partir d'un spectre	167
5.3.1	Déconvolution des absorptions.....	168
5.3.2	Mélanges linéaires	169
5.3.3	Modèles de transfert radiatif.....	169
5.4	Conclusion.....	170
6.	Développement méthodologique	173
6.1	Retrait des effets de surface qui affectent les spectres des roches.....	175
6.1.1	Réponse spectrale de surfaces de même composition observées à des échelles différentes	179
6.1.1.1	Comparaisons des surfaces analysées en laboratoire.....	179
6.1.1.1.1	Echantillons présentant une cassure fraîche et une surface sciée	179
6.1.1.1.2	Echantillons présentant une surface sciée et échantillons réduits en poudre	181
6.1.1.2	Comparaisons des spectres de surfaces examinées en laboratoire et sur le terrain.....	182
6.1.1.3	Comparaisons des spectres de surfaces examinées sur le terrain et par avion.....	186
6.1.1.3.1	Comparaison d'un pixel avec sa surface d'affleurement correspondante	186
6.1.1.3.2	Comparaison de deux pixels sous des conditions d'éclairement différentes	187
6.1.1.4	Synthèse	187
6.1.2	Identification et retrait des effets liés à la rugosité de surface	188
6.1.2.1	Tendance définie par une droite en nombre d'onde	189
6.1.2.2	Tendance définie par une moyenne mobile en longueur d'onde	190
6.1.3	Tests de validation des méthodes selon différentes échelles d'observation.....	193
6.1.3.1	Utilisation d'une droite en nombre d'onde.....	193
6.1.3.1.1	Cas d'une cassure fraîche et d'une surface sciée.....	193
6.1.3.1.2	Cas d'une surface sciée et d'un échantillon réduit en poudre.....	194
6.1.3.1.3	Cas d'une surface fraîche rugueuse confrontée à la surface de son environnement de prélèvement.....	195
6.1.3.2	Utilisation d'une tendance définie par une moyenne mobile.....	196
6.1.3.2.1	Cas d'une surface examinée en laboratoire et sur le terrain	196
6.1.3.2.2	Cas d'un affleurement examiné par spectrométrie sur le terrain et par avion	196
6.1.3.2.3	Cas d'un affleurement examiné par un imageur hyperspectral sous des conditions d'éclairement différentes.....	197
6.1.4	Conclusion.....	198
6.2	Modélisation des mélanges linéaires	199
6.2.1	Théorie sur les mélanges linéaires	200
6.2.1.1	Quand les mélanges linéaires peuvent-ils être appliqués ?.....	200
6.2.1.2	Choix des pôles purs de référence	202
6.2.1.3	Problème inverse	205
6.2.1.4	Problème direct.....	206
6.2.2	Tests des deux approches modélisant les mélanges pour la cartographie géologique	207
6.2.2.1	Tests effectués en utilisant la méthode inverse.....	210
6.2.2.2	Tests effectués en utilisant la méthode directe	214
6.2.3	Conclusion.....	215
7.	Etude sur les propriétés spectrales des roches et des sols affleurant dans la délimitation AOC de la région nantaise du Muscadet.....	217
7.1	Composition minéralogique des principales lithologies et leurs réponses spectrales associées.....	219
7.1.1	Micaschiste à biotite, muscovite et grenat	219
7.1.2	Gneiss à biotite et muscovite	223
7.1.3	Amphibolite.....	225
7.1.4	Gabbro à olivine à texture coronitique	227
7.1.5	Serpentinite silicifiée	229
7.1.6	Conclusions	231
7.2	Caractéristiques pédologiques et minéralogiques des sols et leurs réponses spectrales associées	234
7.2.1	Outils pour décrire les caractéristiques pédologiques et minéralogiques des sols	234
7.2.1.1	Caractéristiques pédologiques	234
7.2.1.1.1	La couleur.....	234
7.2.1.1.2	La matière organique.....	236
7.2.1.1.3	La structure.....	236
7.2.1.1.4	La texture	236
7.2.1.2	Détermination de la composition minéralogique des sols	237

TABLE DES MATIERES

7.2.1.2.1	Spectrométrie infrarouge	237
7.2.1.2.2	Diffraction des rayons X	239
7.2.2	Description des principales caractéristiques pédologiques, minéralogiques et spectrales des sols affleurant dans la région du muscadet nantais	240
7.2.2.1	Sols issus de micaschiste	240
7.2.2.1.1	Description sur le terrain des profils pédologiques	241
7.2.2.1.2	Synthèse sur l'étude des profils de sol issus d'un micaschiste	242
7.2.2.1.3	Signatures spectrales des sols issus de l'altération d'un micaschiste	243
7.2.2.1.4	Résultats des analyses DRX	244
7.2.2.1.5	Discussion et conclusion	246
7.2.2.2	Sols issus de gneiss	248
7.2.2.2.1	Description sur le terrain des profils pédologiques	249
7.2.2.2.2	Synthèse sur l'étude des profils de sol issus d'un gneiss	253
7.2.2.2.3	Signatures spectrales des sols issus de l'altération d'un gneiss	253
7.2.2.2.4	Résultats des analyses DRX	254
7.2.2.2.5	Discussion et conclusion	255
7.2.2.3	Sols issus d'une amphibolite	258
7.2.2.3.1	Description sur le terrain d'un profil pédologique	258
7.2.2.3.2	Signature spectrale d'un sol issu de l'altération d'une amphibolite	260
7.2.2.3.3	Résultats des analyses DRX	260
7.2.2.3.4	Discussion et conclusion	261
7.2.2.4	Sols issus de gabbro	263
7.2.2.4.1	Description sur le terrain des profils pédologiques	264
7.2.2.4.2	Synthèse sur l'étude des profils de sol issus d'un gabbro	267
7.2.2.4.3	Signature spectrale d'un sol issu de l'altération d'un gabbro	268
7.2.2.4.4	Résultats des analyses DRX	269
7.2.2.4.5	Discussion et conclusion	271
7.2.2.5	Sols issus de serpentinite silicifiée	273
7.2.2.5.1	Description sur le terrain d'un profil pédologique	273
7.2.2.5.2	Signature spectrale d'un sol issu de l'altération d'une serpentinite silicifiée	275
7.2.2.5.3	Résultats des analyses DRX	276
7.2.2.5.4	Discussion et conclusion	277
7.2.3	Quantification relative des oxydes de fer et de certains phyllosilicates présents dans les altérites	279
7.3	Conclusion	287
8.	Identification par spectrométrie des principaux faciès de gabbro affleurant dans le Massif du Pallet	291
8.1	Composition minéralogique des faciès caractéristiques du Massif gabbroïque du Pallet et leurs réponses spectrales associées	293
8.1.1	Surfaces analysées et traitement des données spectrales	293
8.1.2	Pétrologie et réponse spectrale des différents faciès de gabbro	294
8.1.2.1	Gabbro à olivine à texture coronitique	295
8.1.2.2	Gabbronorite à olivine à texture sub-ophtique	299
8.1.2.3	Gabbronorite à texture ophtique	302
8.1.2.4	Norite à texture grenue	305
8.1.2.5	Gabbro amphibolitisé et métagabbro hydrothermalisé	307
8.1.2.5.1	Gabbro amphibolitisé à texture ophtique préservée	307
8.1.2.5.2	Métagabbro hydrothermalisé	309
8.1.2.6	Gabbros proches de la zone de Cisaillement Sud Armoricaïn	312
8.1.2.7	Synthèse et discussion	314
8.1.3	Distribution spatiale des différents faciès de gabbro au sein du Massif	317
8.1.3.1	Analyses des formes spectrales à larges bandes d'absorption	319
8.1.3.2	Analyses des formes spectrales à bandes d'absorption étroites	322
8.1.3.2.1	Indice Al-OH sensible à l'altération hydrothermale	323
8.1.3.2.2	Indice Mg-OH sensible à l'amphibolitisation	324
8.1.3.2.3	Synthèse	325
8.1.4	Conclusion	325
8.2	Application à la télédétection de terrain et au mélange sols - roches	327
8.2.1	Surfaces analysées	328
8.2.2	Profils longitudinaux	329
8.2.2.1	Profil A'-A''	329
8.2.2.1.1	Éléments de surface caractérisant les stations de mesure	329

8.2.2.1.2 Spectres caractéristiques des stations de mesure	332
8.2.2.2 Profil B'-B''	335
8.2.2.2.1 Eléments de surface caractérisant les stations de mesure	335
8.2.2.2.2 Spectres caractéristiques des stations de mesure	336
8.2.2.3 Synthèse sur les caractéristiques de surface et leur réponse spectrale	339
8.2.3 Mise en évidence des variations spectrales à l'aide de compositions colorées	340
8.2.3.1 Images synthétiques des profils longitudinaux : traitement et analyse	340
8.2.3.2 Analyses des formes spectrales de terrain à larges bandes d'absorption	342
8.2.3.2.1 Profil A'-A''	343
8.2.3.2.2 Profil B'-B''	344
8.2.3.3 Synthèse et discussion	346
8.3 Conclusion	347
9. Geological mapping strategy using VNIR hyperspectral remote sensing: application to the Oman ophiolite (Sumail Massif) - article soumis à Geochemistry, Geophysics, Geosystems	351
9.1 Introduction	354
9.2 Geological setting	356
9.2.1 The Oman ophiolite	356
9.2.2 The surveyed area: the Sumail Massif	359
9.3 Data sets	359
9.3.1 HyMap hyperspectral image	359
9.3.2 Field spectra	360
9.4 Surface characteristics	362
9.5 Mineralogy and spectral reflectance of ophiolite units	362
9.5.1 Mantle sequence	362
9.5.1.1 Harzburgite	362
9.5.1.2 Dunite	364
9.5.1.3 Harzburgite with interstitial carbonates	365
9.5.2 Crustal sequence	365
9.5.2.1 Gabbro	365
9.5.2.2 Upper gabbro and dyke	366
9.5.2.3 Gabbro-norite	366
9.5.2.4 Plagioclase-wehrlite	366
9.5.3 Sequences summary	367
9.6 Methods	368
9.6.1 Calibration to ground reflectance	368
9.6.2 Surface scattering and shadowing effects removal	369
9.6.3 Building a synthetic database for fractional cover end member estimation	371
9.6.4 Spectral partition of the ophiolite sequence	373
9.6.5 Choosing a metric to compare spectra	374
9.6.6 Establishing the geological map	375
9.7 Results	376
9.7.1 Lithological mapping	376
9.7.2 Fractional cover mapping	377
9.7.2.1 Mantle sequence	377
9.7.2.2 Crustal sequence	378
9.8 Discussion and interpretation of results	379
9.9 Conclusion	391
References	393
10. Informations complémentaires sur la réponse spectrale des lithologies affleurant en Oman	399
10.1 Surfaces analysées et traitement des données spectrales	401
10.2 Séquence mantellaire	401
10.2.1 Harzburgites	402
10.2.2 Dunites serpentinisées	405
10.2.3 Harzburgites avec carbonates interstitiels	407
10.2.4 Calcretes et Travertins	409
10.3 Séquence Crustale	411
10.3.1 Gabbros	411
10.3.2 Gabbros supérieurs et dykes	414
10.3.3 Pyroxénites	416
10.3.4 Wehrlite plagifère	419

TABLE DES MATIERES

10.4 Conclusion	421
11. Conclusion	425
Références bibliographiques	429
Annexe 1 : Représentation des signatures spectrales à l'aide de compositions colorées	445
1. Sensibilité de la rétine	445
2. Synthèse des couleurs	445
3. Modèle de couleur	446
4. Signature spectrale et couleur	448
Annexe 2 : Imagerie pétrologique.....	453
Annexe 3 : Analyses DRX sur fraction roche totale	457
Annexe 4 : Cartes de ressemblance spectrale des principales lithologies caractérisant le Massif de Sumail (Oman)	465

TABLE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation de la zone d'étude dans le Massif Armoricaire et organisation géographique de l'AOC Muscadet (source : SDAOC). Le cadre noir montre le secteur correspondant à la Figure 2.....	39
Figure 2 : Carte géologique du muscadet nantais [Synthèse effectuée à partir des cartes au 1:50000 ^{ème} de Clisson et de Vallet (Marchand et al., 1969 ; Forestier et al., 1982)]. Système de coordonnées utilisé WGS84 et la projection UTM zone 30N.	40
Figure 3 : Représentation schématique de la plongée axiale vers l'est de l'anticlinal de la Chapelle-sur-Erdre, parallèlement au synclinal d'Ancenis. Le contour des affleurements cristallophylliens dessinent sur le plan horizontal la projection, allongée comme une ombre, d'un vaste ensemble de plis couchés plus anciens : c'est la Nappe cristallophyllienne de Champtoceaux (d'après Cogné, 1966). Le cadre noir montre la situation de la zone d'étude par rapport à la Nappe Champtoceaux.	41
Figure 4 : Carte géologique simplifiée des formations affleurant autour du Massif gabbroïque du Pallet (synthèse effectuée à partir des travaux de Marchand et al., 1969 et Forestier et al., 1982). La faille en gras indique une branche du Cisaillement Sud Armoricaire (CSA).	44
Figure 5 : Conditions d'affleurement du gabbro dans le Massif du Pallet : a) arène gabbroïque en place, b) affleurement recouvert par l'altérite de gabbro ou par des sédiments tertiaires, c) pierre volante de gabbro prélevée dans une parcelle.	45
Figure 6 : Extrait de la carte géologique de Cholet au 1:80000 ^{ème} montrant l'étendue du Massif gabbroïque du Pallet selon Mathieu et Gabilly (1959).	45
Figure 7 : Exemples de cartes d'isoconcentration des ions Si^{4+} , Al^{3+} , Ca^{2+} et Na^{+} établies pour le Massif du Pallet par Brillanceau (1964).	46
Figure 8 : (a) Pétrographie du Massif du Pallet d'après Brillanceau (1964) interprétée plus tard par Aubouin et al. (1969). (b) Limites du Massif du Pallet d'après d'autres études.....	47
Figure 9 : Configuration du vignoble. Entre les rangs de vigne, les roches et les altérites affleurent.	52
Figure 10 : Carte structurale d'une partie de la chaîne plissée Alpino-Himalayenne montrant la localisation de la plaque Arabique et la répartition des ophiolites le long de la suture alpine (extrait de Coleman, 1981).	54
Figure 11 : Localisation des montagnes d'Oman ainsi que des principales unités lithologiques qui la définissent (modifié d'après Glennie et al., 1974). Le rectangle situe le Massif de Sumail dans l'ophiolite qui est décrits plus en détail dans la Figure 15.	55
Figure 12 : Histoire de l'emplacement de l'ophiolite d'Oman (Nicolas, 1990).	56
Figure 13 : Schématisation des principales lithologies des différentes unités affleurant dans les montagnes d'Oman et la position tectonique des nappes allochtones (modifié d'après Searle et Malpas, 1980 ; Ernewein et al., 1988 ; Rabu et al., 1993). Le code couleur est identique à celui de la Figure 11.	57
Figure 14 : Bloc diagramme synthétisant les unités lithologiques présentes dans la séquence ophiolitique (d'après Juteau et al., 1988). Principales lithologies : 1) Harzburgite ; 2) Dunites ; 3) Gabbros lités ; 4) Gabbros laminés ; 5) Gabbro isotrope recrystallisé ; 6) Gabbro isotrope ; 7) Complexe filonien ; 8) Laves extrusives inférieures ; 9) Corps wehrilitiques indifférenciés ; 10) Corps intrusifs différenciés ; 11) Laves extrusives supérieures.	58
Figure 15 : Carte géologique du Massif de Sumail. Cette synthèse a été effectuée à partir des cartes au 1:100000 de Nakhl (Rabu et al., 1986), de Fanjah (Villey et al., 1986), de Birkat Al Mawz (Hutin et al., 1986) et de Samad (de Gramont et al., 1986). Le système de projection utilisé est l'UTM 40N, Datum WGS 84.	61
Figure 16 : Coupe NNW à SSE dans le diapir de Maqad parallèle à l'axe de la paléo-dorsale. Cette coupe illustre la rotation rapide des structures mantellaires à l'aplomb du diapir (d'après Ceuleneer et al., 1988).	61
Figure 17 : Classification des roches ignées d'après la nomenclature de Streckeisen (1973).	63
Figure 18 : Ordre d'altérabilité des minéraux (d'après Goldich, 1938 et Berner et Berner, 1987).	69
Figure 19 : Schématisation de l'altération d'une muscovite en illite (1) puis en kaolinite (2) ou en smectite (3) selon que le milieu favorise le lessivage ou le confinement.	70
Figure 20 : Structure des trois principaux types de phyllosilicates argileux.	72
Figure 21 : Evolution de l'altération météoritique des principaux minéraux silicatés (d'après Campy et Macaire 2003, complété par une synthèse proposée par Wilson et al., 2004).	73
Figure 22 : Variation du rapport Si/Al des minéraux néoformés (d'après Tardy, 1969).	73
Figure 23 : Stade initial et développé d'un profil d'altération (modifié d'après Delvigne, 1998).	75
Figure 24 : Composition des principales roches éruptives (remarque : les roches en silice mais dépourvues de quartz, tels que les syénites et les trachytes, ne figurent pas sur ce tableau (extrait de Duchaufour, 2001).	76
Figure 25 : Profondeur de développement de l'altération et produits d'altération le long d'un profil latitudinal théorique allant de l'équateur aux pôles illustrant les ceintures climatiques majeures (d'après Strakhov, 1967).	77
Figure 26 : Impact du relief sur l'épaisseur et le degré d'évolution des altérites (d'après Campy et Macaire, 2003). Dans le premier cas, l'érosion chimique (E_c) est supérieure à l'érosion mécanique (E_m). Le profil s'épaissit et le degré d'évolution chimique de l'altérite croît. Ainsi, les zones à faible pente favorisent	

l'infiltration (I) au détriment du ruissellement (R). Dans le deuxième cas, la pente est forte favorisant le ruissellement et donc l'érosion en surface des sols. Le profil s'amincit et la racine de l'altérite qui est moins évoluée chimiquement se rapproche de la surface.	78
Figure 27 : (a) Reg composé de blocs de taille homogène issus de l'altération physique d'un gabbro et où se surimpose une altération météoritique favorisant la formation d'une patine. (b) Détail d'une patine bien développée à la surface d'un bloc de gabbro. La minéralogie primaire de la roche est masquée.	82
Figure 28 : Hypothèse de formation d'un reg (d'après Anderson et al., 2002). Phase 1 : Un bloc de même composition que le socle affleure en surface. Du sédiment éolien percole sous ces fragments. Phase 2 : Léger soulèvement des fragments de roche par accumulation de poussières éoliennes qui finissent par former un sol jeune. Phase 3 : Stade final, le socle est couvert par un sol caractéristique des milieux désertiques. Même si la roche sous-jacente est recouverte, elle affleure en surface grâce aux fragments qui ont été soulevés.	83
Figure 29 : Photo d'une lame mince illustrant la patine d'un échantillon prélevé dans le désert de l'Arizona. Les bandes sombres sont riches en manganèse tandis que celles qui sont plus claires en sont appauvries (Perry et al., 2003).	87
Figure 30 : Propagation d'une onde électromagnétique. La longueur d'onde est définie par la distance qui sépare deux crêtes d'une onde. L'amplitude est la hauteur de l'onde et la fréquence est le nombre d'oscillations qui se reproduisent pendant une durée de temps déterminée. Le champ électrique (\vec{E}) et le champ magnétique (\vec{B}) sont toujours orthogonaux. \vec{k} est le vecteur d'onde et q la charge électrique.	91
Figure 31 : Grands domaines de longueur d'ondes du spectre du rayonnement électromagnétique. Le domaine du visible a été mis en avant pour rendre compte des longueurs d'ondes perçues par l'œil humain.	92
Figure 32 : Luminance spectrale d'un corps noir à différentes températures. La droite qui passe par les maxima de chaque courbe exprime la loi de Wien (d'après Bonn et Rochon, 1992).	94
Figure 33 : Le concept d'angle solide.	95
Figure 34 : Le concept d'intensité énergétique.	96
Figure 35 : Le concept de luminance.	97
Figure 36 : Le concept de la réflectance bidirectionnelle. θ_i = angle incident, θ_r = angle réfléchi, ϕ_i = angle azimutal incident et ϕ_r = angle azimutal réfléchi.	97
Figure 37 : Illustration des phénomènes de réflexion spéculaire et diffuse (a), de réfraction et de transmission à l'interface de deux milieux différents (b) et d'absorption et d'émission de la lumière par un corps (c).	98
Figure 38 : Schéma illustrant deux pixels dont les surfaces présentent des états rugueux différents. Lorsque la surface est hétérogène les ombres portées réduisent la surface susceptible de fournir un signal. Dans le cas d'une surface homogène, la réponse d'un pixel sera optimale.	100
Figure 39 : Exemples de diffraction d'un faisceau incident deux obstacles différents : une fine fente et un trou.	100
Figure 40 : Comportement d'un faisceau incident à l'interface d'un réseau de diffraction.	101
Figure 41 : Déplacement d'un électron d'une orbitale interne vers une orbitale externe suite à l'absorption du rayonnement incident. L'excitation et l'émission du rayonnement sont considérées comme des absorptions liées aux effets du champ cristallin.	102
Figure 42 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant la réponse caractéristique de certains oxydes de fer.	104
Figure 43 : Diagramme des niveaux d'énergie pour la première transition d'une série métallique ayant une coordination octaédrique (d'après Burns, 1970).	104
Figure 44 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant la réponse caractéristique de (a) l'olivine, des clinopyroxènes (e.g., diopside et augite) et des orthopyroxènes (e.g., hypersthène et bronzite) ainsi que (b) des amphiboles au sens large (e.g., hornblende et actinote), des plagioclases (e.g., labradorite) et de la magnétite.	105
Figure 45 : Transfert de charge causé par l'absorption d'un photon ce qui cause le déplacement d'une paire d'électrons.	107
Figure 46 : Diagramme des niveaux d'énergie vibrationnels illustrant la série de vibrations fondamentales des molécules d'eau et leurs harmoniques et fréquences de combinaison.	109
Figure 47 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant les absorptions liées aux molécules OH et H ₂ O sur un spectre de quartz présentant des inclusions fluides et de montmorillonite.	110
Figure 48 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant la réponse caractéristique (a) d'une série de phyllosilicates et (b) d'une série de minéraux carbonatés.	111
Figure 49 : (a) Illustration de l'interaction d'un rayonnement incident avec des particules de tailles différentes. En fonction de la taille des grains, la distance parcourue par un photon sera différente. Ce phénomène favorise dans un cas l'absorption (e.g., gros grains), dans l'autre la diffusion (e.g., petits grains). (b) Spectres USGS d'un hypersthène pour différentes granulométries (Clark et al., 1993). L'augmentation de la taille des particules	

entraîne une diminution de la réflectance, un élargissement des bandes d'absorptions ainsi qu'une incrémentation de leur profondeur. Les spectres en gras représentent les cas illustrés en (a).	112
Figure 50 : Spectres illustrant l'effet lié aux variations des états de surface sur des poudres dont la taille des grains est inférieure à 45 μm (d'après Sakai et Nakamura, 2004).	114
Figure 51 : Courbes de l'éclairement solaire à différentes altitudes et absorptions atmosphériques du rayonnement électromagnétique (en gris) dans le visible proche infrarouge (d'après Wolfe et Zissis, 1978).	115
Figure 52 : Chemins empruntés par le rayonnement émis par le soleil et qui atteint différents instruments. Le chemin emprunté par la lumière et qui atteint un détecteur placé sur une plateforme aéroportée ou sur un satellite traverse deux fois l'atmosphère tandis que celui emprunté par la lumière qui est mesuré par un spectromètre de terrain la traverse une seule fois.	115
Figure 53 : Fenêtres de transmission atmosphérique du rayonnement électromagnétique au zénith (Goetz et Rowan, 1981).	117
Figure 54 : (a) Mélanges surfaciques. Le spectre résultant du mélange correspond à une combinaison linéaire des spectres de toutes les surfaces qui composent le champ d'observation du capteur. (b) Mélanges intimes. Le spectre résultant est mesuré en laboratoire (d'après Clark, 2003) Le rayonnement incident (trait en bleu) interagit avec un matériau. Ce faisceau est ensuite réfracté par les différentes interfaces (trait en rouge et en vert) passant dans les minéraux voisins. Ainsi le faisceau sortant, mesuré par les instruments (trait en cyan), résulte d'une convolution de la réponse de chaque constituant rencontré sur son chemin optique.	122
Figure 55 : Spectres USGS d'une alunite et d'une jarosite. Deux types de mélanges sont présentés : intime (int.) et surfacique (surf.) (d'après Clark, 2003). Le mélange surfacique résulte d'une combinaison linéaire des deux pôles purs (e.g., 50% pour chaque pôle pur) tandis que le mélange intime est non linéaire et le spectre résultant est mesuré en laboratoire.	122
Figure 56 : Mélanges sur couches multiples. Le spectre observé et mesuré en laboratoire résulte de l'interaction du rayonnement incident (trait en bleu) avec une couche de goëthite épaisse d'environ 15 μm (trait en rouge). Ce faisceau est ensuite transmis à un grain de diopside (trait en vert). Le faisceau traverse à nouveau la patine et le spectre observé correspond à la convolution des signatures des milieux dans lesquels le rayonnement a interagit (trait en cyan).	123
Figure 57 : Définition de termes propres à la résolution spectrale à l'aide de trois profils gaussiens centrés respectivement à 0,99, 1,00 et 1,01 μm et dont la largeur à mi-hauteur est de 10 nm.	125
Figure 58 : (a) Définition du champ de vision (FOV) du champ de vision instantané (IFOV) et d'un pixel d'une image. (b) Images présentant des résolutions spatiales de 5 et 30 mètres pour un même secteur.	126
Figure 59 : Comparaison des capteurs à balayage (whisk-broom) et à barrette (push-broom). Dans l'un, les données sont construites pixel par pixel, pour le second, ligne par ligne (d'après Elachi, 1987).	127
Figure 60 : Comparaison des bandes spectrales de différents capteurs multispectraux par rapport à un spectre d'une roche acquis en laboratoire entre 0,45 et 2,45 μm	128
Figure 61 : Principe de la spectro-imagerie ou imagerie spectrale (d'après Vane et Goetz, 1988).	129
Figure 62 : Schéma décrivant les composants du spectromètre à transformée de Fourier Nicolet 5700 FT-IR. Le faisceau lumineux est en rouge. 1= Source Laser, 2= Source IR (quartz halogène), 3= Miroirs, 4= Interféromètre de Michelson, 5= Accessoire "Diffuse Reflectance" (chambre à échantillons), 6= Détecteur DTGS.	132
Figure 63 : Principe de l'interféromètre de Michelson. M_1 : Miroir fixe, M_2 = Miroir mobile.	133
Figure 64 : Superposition des interférogrammes de trois ondes monochromatiques : les sinusoïdales passent toutes les trois par un maximum au point de différence de marche nulle (Zero Path Difference).	134
Figure 65 : Spectres et interférogrammes correspondants : (a) raie monochromatique, (b) source polychromatique.	134
Figure 66 : Chemin optique dans l'accessoire "Diffuse Reflectance". La coupelle contient un miroir en Au qui est utilisé comme référence, mais aussi un porte échantillon.	136
Figure 67 : (a) Coupelle de référence qui porte le miroir en Au. (b) Coupelle porte échantillon. (c) Retrait du surplus d'échantillon à l'aide d'une spatule.	136
Figure 68 : (a) Spectre d'un échantillon de kaolinite et du Spectralon [®] utilisés comme exemple pour illustrer les données acquises à l'aide du spectromètre Nicolet 5700 FT-IR. (b) Spectre de kaolinite acquis à l'aide du spectromètre Nicolet 5700 FT-IR après correction par rapport au spectre du Spectralon [®] . Le spectre du même échantillon acquis à l'aide d'un autre spectromètre est présenté. Les données sont comparables.	137
Figure 69 : Diamètre observé par l'optique du spectromètre GER 3700 en fonction de la distance à laquelle cet instrument se situe de la surface.	138
Figure 70 : Chemin optique et caractéristiques des détecteurs du spectromètre GER 3700 (d'après MacArthur et al., 2006).	139
Figure 71 : Chemin optique et caractéristiques des détecteurs du spectromètre ASD FieldSpec FR [®] (d'après MacArthur et al., 2006).	140
Figure 72 : Acquisition de spectres de réflectance à partir du spectromètre ASD FieldSpec [®] et visualisation d'une mesure complète par le spectromètre GER 3700.	141

TABLE DES FIGURES

Figure 73 : Spectre de kaolinite acquis à l'aide du spectromètre ASD avant et après correction de l'artefact liée au saut de réflectance montrées par les flèches en noir. Les deux détails montrent que de part et d'autre de 1,00 et 1,80 μm une droite peut être ajustée pour ramener les spectres aux réflectances du détecteur Si (flèches grises).	142
Figure 74 : Mosaïque HyMap du Massif de Sumail (Oman) corrigée géométriquement à partir des points de contrôle acquis sur le terrain. La flèche blanche indique le site où ont été effectuées les mesures pour la correction de l'étalonnage présenté dans la Figure 75.	143
Figure 75 : (a) Localisation sur l'image HyMap des sites où ont été effectuées les mesures des surfaces claires et sombres pour l'ajustement de l'étalonnage. (b) Spectres des surfaces claires et sombres acquises à l'aide du spectromètre de terrain et du spectromètre imageur HyMap. Les flèches indexées sont discutées dans le texte.	144
Figure 76 : Schéma illustrant comment le rayonnement X incident est dispersé par un atome dans la structure cristalline d'un minéral donné. d : distance réticulaire entre les plans P-P' et P'-P'', θ_B : angle d'incidence du faisceau monochrome.	146
Figure 77 : Schéma général du microscope électronique à balayage.	149
Figure 78 : Signaux produits par interaction d'un électron primaire avec l'échantillon.	150
Figure 79 : Fonctions permettant de décrire et d'analyser numériquement les bandes d'absorptions. Les valeurs sont calculées entre deux bandes spectrales symbolisées par un point gris. L'exemple est illustré par l'absorption à 2,31 μm de l'antigorite (bibliothèque USGS, Clark et al., 2007).	155
Figure 80 : Spectres HyMap caractéristiques de différentes lithologies affleurant en Oman dans une séquence ophiolitique. Seules les harzburgites, les harzburgites avec carbonates interstitiels et les dunites se caractérisent par la présence de serpentine. Leur spectre est défini par une première absorption à 2,13 μm , un épaulement à 2,16 μm et une deuxième bande à 2,31 μm . Cette dernière absorption est absente sur le spectre des autres lithologies et peut être mise en valeur à l'aide d'un indice. De cette manière, les lithologies qui en sont dépourvues peuvent être discriminées. Les traits en gris placent les canaux utilisés pour définir l'indice.	156
Figure 81 : Images HyMap illustrant deux longueurs d'ondes différentes à 2,16 μm (a) et à 2,31 μm (b). Les effets liés à la topographie, aux différentes dates d'acquisition et aux orientations des lignes de vol sont présents dans les deux cas.	157
Figure 82 : Cartes illustrant la distribution des valeurs d'un rapport (a) et d'un indice (b) à l'aide des deux images présentées sur la Figure 81. Les effets liés au relief sont disparus et une information liée à la nature minéralogique des lithologies est mise en valeur.	158
Figure 83 : Spectres USGS d'une kaolinite et d'une goéthite (Clark et al., 1993) illustrant l'estimation de la forme du continuum (a) et son retrait (b).	160
Figure 84 : Définition de la position, de la profondeur et de la largeur à mi hauteur de l'absorption à 2,34 μm caractéristique de la calcite (Clark et al., 1993).	160
Figure 85 : Définition de l'asymétrie d'une bande d'absorption.	161
Figure 86 : (a) Définition des métriques distance spectrale et angle spectral à l'aide de deux bandes des spectres (v et w) considérés comme deux vecteurs dans un espace à deux dimensions (d'après Bakker et Schmidt, 2002). (b) Précautions à prendre lorsque deux spectres présentent des intensités différentes mais des angles identiques par rapport au spectre de référence. Dans ce cas, seule la distance sera discriminante entre ces deux spectres.	164
Figure 87 : Illustration de la distance spectrale en identifiant les sites où affleure un gabbro à olivine : (a) distance spectrale (DS), (b) inverse de DS (I_d). Dans le premier cas, plus DS est petit, plus le spectre de l'image ressemble au spectre de référence. Dans le second cas, plus I_d est élevé, plus le spectre de l'image est proche du pôle pur. Faire la différence entre deux sites qui présentent des valeurs de DS proches est laborieux (a). L'inverse de cette fonction permet de les dissocier efficacement (b).	165
Figure 88 : (a) Rugosité induite par un agrégat de grains distribués de manière aléatoire. (b) Microrugosité présente à la surface d'un grain.	175
Figure 89 : Illustration de la composition minéralogique ainsi que de la forme et de l'agencement des cristaux (i.e., texture) qui caractérisent un gabbro (d'après Glennie et al., 1974). Ol : olivine, Pyrox : pyroxène, Plg : plagioclase, Serp : serpentine, Magn : magnétite, Ho : hornblende, Chl : chlorite, Clinoz : clinozoisite.	177
Figure 90 : Illustration des traces laissées par la sciée lors de la préparation d'une surface fraîche en laboratoire. Les traits espacés de manière régulière se font à différentes échelles : fins ou grossiers.	179
Figure 91 : (a) Photos d'un échantillon de gabbro frais présentant deux états de surface différents : i) un rugueux, obtenu par la cassure de la roche au marteau, ii) l'autre lisse acquis après l'avoir scié. (b) Spectres de réflectance des échantillons de gabbro présentant des états de surface différents mais des compositions identiques acquis à l'aide du spectromètre ASD. Les flèches numérotées sont discutées dans le texte. (c) Schématisation des surfaces analysées et caractéristiques des spectres présentés en (b).	180
Figure 92 : Spectres d'un échantillon de gabbro norite dont la surface est sciée (a) ou réduite en poudre (b) acquis à l'aide du spectromètre Nicolet 5700 FT-IR. Les flèches sont discutées dans le texte. (c) Schématisation des surfaces analysées et caractéristiques des spectres présentés en (b).	182

Figure 93 : (a) Cassure fraîche d'un échantillon de gabbro comparée à la surface type de l'affleurement d'où il a été prélevé. Cette surface est caractérisée par des fragments provenant de l'exfoliation des roches. (b) Spectres ASD correspondant aux surfaces examinées en (a). La flèche noire indique le sens de la tendance. (c) Echantillon patiné de gabbro comparée à la surface de son environnement de prélèvement marqué par des blocs entièrement patinés. (d) Spectres ASD correspondant aux surfaces examinées en (d). La flèche noire indique le sens de la tendance. (e) Schématisation des différents états de surface qui caractérisent le saut d'échelle.....	183
Figure 94 : (a) Surface composée de blocs de gabbros pluricentimétriques examinées sur le terrain à l'aide du spectromètre ASD. (b) Image HyMap situant la station de mesure présentée en (a). (c) Spectres ASD et HyMap représentatifs des surfaces présentées en (a) et en (b). (d) Schématisation des différents états de surface qui caractérisent le changement d'échelle.....	185
Figure 95 : (a) Scène HyMap d'une région montagneuse affectée par des variations des conditions d'éclairement. (b) Surface composée par des blocs de même composition illustrant la position approximative de deux pixels présentant des variations photométriques et présentés en (a). Le cliché a été pris à une date et à une heure différente par rapport à l'image HyMap. (c) Spectres HyMap des surfaces présentées en (a) et en (b). (d) Schématisation des différents états de surface qui provoquent les variations des conditions d'éclairement. 1 : Surface à exposition optimum, 2 : Surface complètement à l'ombre.....	186
Figure 96 : (a) Spectres ASD acquis sur le terrain à partir d'une surface composée par un gabbro (trait en noir) et d'un affleurement caractérisé par un gabbro plus riche en amphiboles (trait en gris). Les spectres présentent des absorptions communes et sont différenciés par la position en longueurs d'ondes des maximums de réflectance indiquées par les flèches en noir. (b) Continuum des spectres présentés en (a). Spectres après retrait du continuum. Les bandes d'absorptions peuvent être étudiées. En revanche, l'information portée par la forme des spectres est retirée avec le continuum. Nulle discrimination entre des lithologies différentes ne peut être faite.	188
Figure 97 : Rapport entre les spectres caractéristiques de la surface sciée et rugueuse d'un gabbro (a). Rapport entre le spectre caractéristique de la surface sciée et pulvérulente d'une gabbro norite (b).....	189
Figure 98 : (a) Spectre analysé et sa courbe de tendance. (b) Spectre analysé et sa courbe de tendance qui devient une droite dans un espace en nombre d'ondes. Spectre normalisé à la tendance linéaire dans un espace en nombre d'ondes (c) et en longueur d'ondes (d).....	189
Figure 99 : Coefficients de la moyenne mobile définissant une courbe de Gauss pour chaque longueur d'onde. Les gaussiennes centrées à 0,45, 1,45 et 2,45 μm sont matérialisées par un trait en gras. Les gaussiennes centrées à des longueurs d'ondes intermédiaires sont matérialisées en gris et par un trait en pointillé.	190
Figure 100 : Variation des largeurs à mi-hauteurs (FWHM) de la gaussienne qui définit les coefficients de la moyenne mobile. L'effet de cette variation se répercute sur la forme de la moyenne mobile. Par conséquent, lors de la division du spectre examiné par rapport au spectre filtré, une partie de l'information sera retirée du spectre normalisé.....	192
Figure 101 : (a) Spectres représentatifs d'une surface rugueuse et sciée d'un échantillon de gabbro avec leurs courbes de tendance respectives. (b) Mêmes spectres présentés en (a) cette fois-ci dans un espace en nombre d'ondes. Leur tendance est cette fois-ci linéaire. (c) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance après le retrait de la diffusion liée au trait de scie.	193
Figure 102 : Spectres représentatifs d'une surface sciée (a) et d'une poudre (b) d'un échantillon de gabbro norite avec leurs courbes de tendance respectives. (c) et (d) Spectres présentés en (a) et en (b) respectivement dans un espace en nombre d'ondes. Les tendances sont cette fois-ci linéaires. (e) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance après le retrait de la diffusion liée au trait de scie. Une distinction demeure présente tout de même en raison des différentes tailles de grains qui caractérisent les deux préparations.	194
Figure 103 : (a) Spectres représentatifs d'une surface rugueuse d'un échantillon de gabbro et de la surface caractéristique de leur environnement de prélèvement avec leurs courbes de tendances respectives. (b) Mêmes spectres présentés en (a) cette fois-ci dans un espace en nombre d'ondes. Leur tendance est cette fois-ci linéaire. (c) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance après le retrait de la diffusion liée au trait de scie et aux deux échelles d'observation différentes.	195
Figure 104 : (a) Spectres représentatifs d'une surface rugueuse patinée d'un échantillon de gabbro et de la surface caractéristique de son environnement de prélèvement avec leurs courbes de tendances respectives obtenues à l'aide d'un filtre passe-bas. (b) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance entre les spectres. Les flèches numérotées sont commentées dans le texte.	196
Figure 105 : (a) Spectres représentatifs d'une surface homogène composée par des blocs de gabbro observés par un spectromètre de terrain (ASD) et par un spectromètre imageur (HyMap). Leurs courbes de tendances respectives sont obtenues à l'aide d'un filtre passe-bas. (b) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance entre les spectres.	197
Figure 106 : (a) Spectres représentatifs de deux pixels d'une image HyMap caractéristiques de surfaces homogènes composées par des blocs de gabbro éclairées différemment. Leurs courbes de tendances respectives sont obtenues à l'aide d'un filtre passe-bas. (b) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance entre les spectres.....	198

TABLE DES FIGURES

Figure 107 : (a) Spectres USGS d'une labradorite et d'une magnétite présentant des spectres relativement plats mais avec des valeurs d'albedo différentes (Clark et al., 1993). (b) Spectres présentés en (a) après le retrait d'une tendance linéaire. La perte de l'albedo empêche une bonne discrimination entre les spectres de ces deux minéraux.	199
Figure 108 : Illustration des mélanges qui peuvent avoir lieu entre des lithologies différentes à la surface d'un pixel représentatif d'une image. Dans l'exemple présenté ci-dessus, le gabbro est perturbé par une série de dykes. Ceci se traduit par l'occupation de différentes étendues surfaciques pour chaque lithologie à l'échelle d'un pixel qui fait environ 5 × 5 mètres.	200
Figure 109 : Images illustrant le premier triplet de pôles purs utilisés pour modéliser la réponse spectrale d'une surface dite "inconnue" composée d'harzburgites et de carbonates interstitiels. (a) Spectres des pôles purs acquis à l'aide d'un spectromètre ASD. (b) Spectre modélisé comparé au spectre de la surface "inconnue". Le spectre du résidu rend compte des principales différences. La position des flèches numérotées est discutée dans le texte.	203
Figure 110 : Images illustrant le second triplet de pôles purs utilisés pour modéliser la réponse spectrale d'une surface dite "inconnue" composée d'harzburgites et de carbonates interstitiels. (a) Spectres des pôles purs acquis à l'aide d'un spectromètre ASD. (b) Spectre modélisé comparé au spectre de la surface "inconnue". Le spectre du résidu rend compte des principales différences. La position des flèches numérotées est discutée dans le texte.	204
Figure 111 : Schématisation des méthodes permettant de traiter les mélanges linéaires : dans le problème inverse (a), seul une bibliothèque spectrale contenant les pôles purs est utilisée pour retrouver les constituants alors que dans le problème direct (b), la bibliothèque contient tous les spectres des mélanges possibles à identifier sur une image.	205
Figure 112 : (a) Spectres ASD caractéristiques d'une harzburgite, d'une dunite et d'une harzburgite avec des carbonates interstitiels acquis sur le terrain. (b) Spectres HyMap des pixels correspondant aux surfaces dont les spectres de terrain sont présentés en (a).	208
Figure 113 : (a) Spectres ASD caractéristiques d'un ensemble de dykes, d'un gabbro et d'une wehrlite acquis sur le terrain. (b) Spectres HyMap des pixels correspondant aux surfaces dont les spectres de terrain sont présentés en (a).	208
Figure 114 : Illustration de la signification de la composition colorée affichée pour chaque imagerie. A chaque image qui contient les coefficients des pôles purs (niveaux de gris compris entre 0 et 1) est attribué une couleur primaire qui permet de la faire ressortir sur la composition colorée. Un mélange des trois pôles aboutit au gris moyen situé au barycentre de l'image triangulaire.	209
Figure 115 : Imagerie construites à partir des spectres de terrain (ASD) et de l'image (HyMap) présentés dans la Figure 112a et la Figure 112b respectivement traitées par la méthode inverse (a et b) et par la méthode directe (c et d). H= Harzburgite, D= Dunite, H+C= Harzburgite avec carbonates interstitiels.	211
Figure 116 : Imagerie construites à partir des spectres de terrain (ASD) et de l'image (HyMap) présentés dans la Figure 113a et la Figure 113b respectivement traitées par la méthode inverse (a et b) et par la méthode directe (c et d). W= Wehrlite, G= Gabbro, Dy= Dykes.	212
Figure 117 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode inverse (Tableau 9) pour une harzburgite et des carbonates interstitiels (a), pour une dunite (b) et pour une harzburgite (c). Le spectre du résidu montre les erreurs d'ajustement.	213
Figure 118 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode inverse (Tableau 10) pour une wehrlite (a), pour un gabbro (b) et pour un ensemble de dykes (c). Le spectre du résidu montre les erreurs d'ajustement.	213
Figure 119 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode directe (Tableau 9) pour une harzburgite et des carbonates interstitiels (a), une dunite (b) et une harzburgite (c). Le spectre du résidu ainsi que les faibles valeurs de RMS confirment le bon ajustement obtenu en utilisant une méthode directe pour l'identification des mélanges à l'échelle d'un pixel homogène. Les flèches en noir montrent des points particuliers qui sont discutés dans le texte.	214
Figure 120 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode directe (Tableau 10) pour une wehrlite (a), un gabbro (b) et un ensemble de dykes (c). Le spectre du résidu ainsi que les faibles valeurs de RMS confirment le bon ajustement obtenu en utilisant une méthode directe pour l'identification des mélanges à l'échelle d'un pixel homogène. Les flèches en noir montrent des points particuliers qui sont discutés dans le texte.	215
Figure 121 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'un micaschiste à biotite, muscovite et grenat. Qtz= quartz, Bt= biotite, Ms= muscovite, Chl= chlorite, Gt= grenat, Ox= oxydes de fer.	221
Figure 122 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de micaschiste à biotite, muscovite et grenat. Les lignes verticales indiquent la position en longueurs d'onde des bandes d'absorption et du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une description plus complète.	221

Figure 123 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993). Ces spectres sont présentés dans l'intervalle compris entre 0,45 et 2,45 μm afin de faciliter la compréhension de la signature caractéristique des différentes lithologies décrites dans cette section. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'ondes des absorptions caractéristiques pour chaque minéral.	222
Figure 124 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'un gneiss à biotite et muscovite. Qtz= quartz, Bt= biotite, Ms= muscovite, Gt= grenat, S= séricite.....	223
Figure 125 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de gneiss à biotite et muscovite. Les lignes verticales indiquent la position en longueurs d'onde des bandes d'absorption et du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.....	224
Figure 126 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'une amphibolite à deux grossissements différents. Qtz= quartz, Amp= amphibole, Pl= plagioclase, Ep= épidote.....	226
Figure 127 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon d'amphibolite. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'onde des bandes d'absorption ainsi que du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.	227
Figure 128 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'un gabbro à olivine. Cpx= clinopyroxène, Opx= orthopyroxène, Ol= olivine, Pl= plagioclase, Cr= chrome.....	228
Figure 129 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de gabbro à olivine. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'onde des bandes d'absorption ainsi que du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.	229
Figure 130 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'une serpentinite fortement silicifiée. Qtz= quartz, Ant= antigorite, Ox= oxydes de fer.	230
Figure 131 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de serpentinite silicifiée. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'onde des bandes d'absorption ainsi que du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.	230
Figure 132 : Schématisation tridimensionnelle de la charte de couleurs de Munsell définie par la teinte, la luminosité et la saturation.	235
Figure 133 : Diagramme ternaire pour la détermination de la texture des sols.....	237
Figure 134 : Spectres acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (a) et Nicolet (FT-IR 5700) (b) pour les mêmes échantillons d'un sol. La flèche illustre la différence entre ces deux acquisitions en se basant sur la bande à 2,20 μm donnée par le groupement Al-OH de la muscovite. Les cadres en pointillés indiquent les intervalles sur lequel le retrait du continuum est appliqué pour chacun des jeux de données.	238
Figure 135 : (a) Distribution spatiale et situation topographique des sites choisis pour l'étude d'une altérite issue d'un micaschiste. (b) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'un micaschiste. (c et d) Schémas des profils de sol P ₀₁ et P ₀₂ . Légende : BT= horizon B ARGILLUVIAL, C= horizon C minéral, E= horizon ÉLUVIAL, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roche massive ou peu fragmenté, S= horizon structural.....	240
Figure 136 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'un micaschiste avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).	244
Figure 137 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profil P ₀₁ (a). L'horizon Eg a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). V= vermiculite, S= smectite, M= mica, K= kaolinite, Q= quartz.	246
Figure 138 : Spectres de muscovite, kaolinite, smectite et de vermiculite après retrait du continuum entre 2,13 et 2,45 μm montrant leurs bandes d'absorptions caractéristiques. Les spectres en noir proviennent de la bibliothèque spectrale de l'USGS (Clark et al., 2007) tandis que les spectres en gris ont été acquis lors de ce travail à l'aide du spectromètre Nicolet. Les spectres ont été décalés afin de faciliter la lecture.....	247
Figure 139 : (a et b) Distribution spatiale et situation topographique des sites choisis pour l'étude d'une altérite issue d'un gneiss. (c) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'un gneiss.	248
Figure 140 : (a à d). Schémas des profils de sol P ₁₁ , P ₀₆ , P ₀₇ et P ₀₉ . Légende : C= horizon C minéral, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roches massives ou peu fragmentées, S= horizon structural.	251
Figure 141 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'un gneiss avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).	256

TABLE DES FIGURES

Figure 142 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profil P ₀₉ (a). L'horizon Cg a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). V= vermiculite, S= smectite, M= mica, K= kaolinite, Q= quartz.	257
Figure 143 : (a) Distribution spatiale et situation topographique du site choisi pour l'étude d'une altérite issue d'une amphibolite. (b) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'une amphibolite. (c) Schéma du profil de sol P ₀₈ . Légende : C= horizon C minéral, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roches massives ou peu fragmentées.	259
Figure 144 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'une amphibolite avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).	260
Figure 145 : Diffractogrammes de rayons X de préparations orientées de la fraction argileuse des horizons identifiés dans le profils P ₀₈ (a) et de l'horizon Cg suite à des traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b).	262
Figure 146 : Spectres d'une hornblende, d'une vermiculite, d'une smectite et d'une kaolinite après retrait du continuum entre 2,13 et 2,45 µm montrant leurs bandes d'absorptions caractéristiques. Les spectres en noir proviennent de la bibliothèque spectrale de l'USGS (Clark et al., 2007) tandis que les spectres en gris ont été acquis lors de ce travail à l'aide du spectromètre Nicolet. Les spectres ont été décalés afin de faciliter la lecture.	263
Figure 147 : (a et b) Distribution spatiale et situation topographique des sites choisis pour l'étude d'une altérite issue d'un gabbro. (c) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'un gabbro.	264
Figure 148 : Schémas des profils de sol P ₀₃ , P ₀₄ et P ₀₅ (b). Légende : C= horizon C minéral, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roches massives ou peu fragmentées, S= horizon structural, Sp=horizon S pélosolique, v= horizon vertique, II= discontinuité lithologique (i.e., superposition de plusieurs matériaux).	266
Figure 149 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'un gabbro avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).	270
Figure 150 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profils P ₀₃ (a). L'horizon RCg a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). V= vermiculite, S= smectite, Amp= amphibole, K= kaolinite.	272
Figure 151 : (a) Distribution spatiale et situation topographique du site choisi pour l'étude d'une altérite issue d'une serpentinite silicifiée. (b) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'une serpentinite silicifiée. (c) Schéma du profil de sol P ₁₀ . Légende : C= horizon C minéral, L= horizon labouré, S= horizon structural, II= discontinuité lithologique (i.e., superposition de plusieurs matériaux).	274
Figure 152 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'une serpentinite silicifiée avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).	275
Figure 153 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profil P ₁₀ (a). L'horizon SC a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). Chl= chlorite, M= mica, K= kaolinite, Q= quartz.	277
Figure 154 : Spectres USGS d'une kaolinite et d'une chlorite après retrait du continuum entre 2,13 et 2,45 µm montrant leurs bandes d'absorptions caractéristiques (Clark et al., 2007). Le spectre intermédiaire est le résultat de la combinaison linéaire de 50% de chacune des deux argiles. Les spectres ont été décalés afin de faciliter la lecture.	278
Figure 155 : Aire des bandes d'absorptions analysées pour quantifier de façon relative la teneur en (a) oxydes et hydroxydes de fer et (b) en phyllosilicates au sens large du terme.	280
Figure 156 : Surface des bandes d'absorptions à 1,00 et à 2,20 µm en fonction de la profondeur pour les profils représentant des altérites de micaschistes (a et b) et de gneiss (c, d, e et f).	282
Figure 157 : Surface des bandes d'absorptions à 1,00 et à 2,20 µm en fonction de la profondeur pour les profils représentant des altérites issues d'amphibolite (a) de gabbro (b, c et d) et de serpentinites silicifiées (e).	283
Figure 158 : Diagrammes illustrant les relations existants entre la surface des bandes à 1,00 et à 2,20 µm pour les altérites issues de micaschistes et gneiss (a) et pour celles issues de gabbro, amphibolite et serpentinite (b). Les pointillés entourent les altérites qui présentent de nombreux blocs de roche modifiant la tendance. Par conséquent, ces points ne sont pas pris en considération pour définir une relation linéaire. (c) Relations linéaires définies pour les deux ensembles d'altérites.	285
Figure 159 : (a) Spectres de deux échantillons de gabbro acquis sur des surfaces sciées dont les compositions minéralogiques sont proches. Les flèches montrent la variation des valeurs d'albedo d'un spectre à un autre (1) et l'augmentation relative des valeurs de réflectance vers les plus courtes longueurs d'ondes (2). (b) Spectres des deux échantillons présentés en (a) avec leur tendance linéaire définie dans un espace en nombre d'ondes et en logarithme de la réflectance. (c) Spectres normalisés par rapport à leur tendance permettant une bonne	

correspondance facilitant l'analyse minéralogique et la comparaison. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions.....	293
Figure 160 : Aspect macroscopique des échantillons de gabbro au sens large rencontrés dans le Massif et présentant une teinte sombre (a) et claire (b). Px= pyroxène, Pl= plagioclase, Amp= amphibole.....	294
Figure 161 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant différents stades de développement des couronnes réactionnelles responsables de l'aspect "grignoté" des feldspaths plagioclase. Ol= olivine, Opx= orthopyroxène, Pl= plagioclase, Tm= titanomagnétite, Amp= amphibole, Sp= spinelle.	295
Figure 162 : Images acquises au microscope électronique à balayage (MEB) illustrant : (a) les figures de Schiller matérialisées par des cristaux de titanomagnétite (Tm) se développant dans un clinopyroxène (Cpx) qui renferme également des exsolutions d'orthopyroxène (Opx) typiques le long des plans de clivage ; (b) les couronnes métamorphiques d'orthopyroxène (Opx) et l'association symplectitique entre l'amphibole (Amp) et le spinelle (Sp) autour de l'olivine (Ol). Pl= plagioclase.	296
Figure 163 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'un gabbro à olivine à texture coronitique. Le spectre d'un faciès à couronnes métamorphiques plus larges est également présenté. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que les flèches montrent des propriétés caractéristiques du spectre. L'ensemble de ces remarques est discuté dans le texte.....	299
Figure 164 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993). Ces spectres sont présentés dans l'intervalle compris entre 1,00 et 2,45 μm afin de faciliter la compréhension de la signature caractéristique des différents faciès de gabbro. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'ondes du maximum de réflectance et des absorptions caractéristiques pour chaque minéral.	300
Figure 165 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une gabbro-norite à olivine à texture sub-ophitique. Cpx= clinopyroxène, Opx= orthopyroxène, Ol= olivine, Pl= plagioclase, Hb= hornblende, Tm= titanomagnétite.	301
Figure 166 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'une gabbro-norite à olivine à texture sub-ophitique. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.....	301
Figure 167 : Photos de lames minces acquises en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant la texture ophitique d'une gabbro-norite. L'actinote se développe le long de micro-fractures (flèche rouge) et finit par atteindre les parties préservées par percolation (flèches bleues). Cpx= clinopyroxène, Act= actinote, Pl= plagioclase, Tm= titanomagnétite.....	303
Figure 168 : Images acquises au microscope électronique à balayage (MEB) illustrant sur une même lame : (a) des fines exsolutions d'orthopyroxène (Opx) renfermées dans un clinopyroxène (Cpx) interstitiel frais dépourvu d'inclusions de titanomagnétite ; (b) le début de l'ouraltisation d'un orthopyroxène sain (Opx_I) vers une phase appauvrie en Fe et enrichie en Ca (Opx_{II}) lorsque celle-ci est mise au contact avec le plagioclase (Pl). Les analyses chimiques de ces deux surfaces sont consultables sur le Tableau 27. Les cristaux de titanomagnétite (Tm) sont xénomorphes et se forment sur la bordure des silicates.	304
Figure 169 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'une gabbro-norite à texture ophitique. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que la flèche noire montre une forme caractéristique du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.....	304
Figure 170 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une norite à texture grenue. La teinte de polarisation jaune du quartz s'explique par une lame mince plus épaisse. Opx= orthopyroxène, Cpx= clinopyroxène, Pl= plagioclase, Qtz= quartz.	306
Figure 171 : Spectres caractéristiques d'une norite à texture grenue provenant de deux fronts de taille différents caractérisés par des tailles de grains de 150 et 300 μm respectivement. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.	306
Figure 172 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant la texture ophitique préservée d'un gabbro amphibolitisé. Dans la photo en LPNA un secteur est caractérisé par de l'amphibole verte et brune tandis qu'un autre l'est par de l'actinote et de la chlorite mettant en évidence une zonation. Hb= hornblende brune, Amp= amphibole verte, Act= actinote, Chl= chlorite, Pl= plagioclase, Tm= titanomagnétite.....	308
Figure 173 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'un gabbro amphibolitisé à texture ophitique préservée. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que la flèche noire montre une forme caractéristique du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.....	308

TABLE DES FIGURES

Figure 174 : Images d'un métagabbro hydrothermalisé acquises au microscope électronique à balayage (MEB) illustrant sur une même lame : (a) la déstabilisation des plagioclases (Pl) en des petits cristaux ayant une composition proche de celle d'un mica de type séricite (S) ; (b) les cristaux de titanomagnétite (Tm) qui se développent autour de la chlorite (Chl). Act= Actinote.	310
Figure 175 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux dans un métagabbro hydrothermalisé. Chl= chlorite, Act= actinote, S= séricite, Pl= plagioclase, Hb= hornblende brune, Qtz= quartz.	311
Figure 176 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'un métagabbro hydrothermalisé à texture grenue. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que les flèches numérotées montrent des formes caractéristiques du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.	311
Figure 177 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant la minéralogie d'une gabbro norite à proximité d'une zone de cisaillement. La biotite (Bt) en voie de chloritisation (Chl) et un liseré d'actinote (Act) et de chlorite se développe autour des pyroxènes (Opx et Cpx) au contact avec un plagioclase (Pl). Tm= titanomagnétite.	313
Figure 178 : Spectres caractéristiques des sections sciées fraîches (a) et altérées non exposées (b) des norites, gabbro norites et métagabbros proches de la zone de cisaillement. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions et sont discutés dans le texte.	313
Figure 179 : Diagramme ternaire illustrant l'évolution de la composition des plagioclases à partir de quelques échantillons de gabbro. 1 : Gabbro à olivine texture coronitique ; 2 : Gabbro norite à texture ophitique ; 3 et 4 : Métagabbro hydrothermalisé.	315
Figure 180 : Schéma illustrant la conception de l'image synthétique. Les spectres des échantillons représentatifs des sites de prélèvement sont attribués à la cellule de la maille à laquelle ils appartiennent.	318
Figure 181 : Composition colorée sensible à la forme globale du spectre (R : 2,303 μm ; V : 1,788 μm ; B : 1,095 μm). Légende : 1= Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2= Gabbro norite à olivine à texture sub-ophitique ; 3= Gabbro norite à texture ophitique ; 4= Norite à texture grenue ; 5= Gabbro à amphibolitisé à texture ophitique conservée ; 6= Métagabbro ; 7= Gabbro proche de la zone de cisaillement. Les pixels qui sont confondus avec l'arrière-plan sont indiqués par un cadre blanc.	319
Figure 182 : Même composition colorée que pour la Figure 181 après normalisation des spectres à leur tendance rectiligne en nombre d'onde. Légende : 1= Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2= Gabbro norite à olivine à texture sub-ophitique ; 3= Gabbro norite à texture ophitique ; 4= Norite à texture grenue ; 5= Gabbro amphibolitisé à texture ophitique conservée ; 6= Métagabbro hydrothermalisé ; 7= Gabbro proche de la zone de cisaillement.	320
Figure 183 : (a) Carte de la répartition du maximum de réflectance (Max_R) illustré par une échelle en niveaux de gris. (b) Composition colorée sensible à la position des maximums de réflectance normalisés en longueur d'ondes (R : 1,788 μm ; V : 1,512 μm ; B : 1,365 μm). Légende : 1= Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2= Gabbro norite à olivine à texture sub-ophitique ; 3= Gabbro norite à texture ophitique ; 4= Norite à texture grenue ; 5= Gabbro amphibolitisé à texture ophitique conservée ; 6= Métagabbro ; 7= Gabbro proche de la zone de cisaillement.	321
Figure 184 : Carte de la répartition de l'hydrothermalisme dans le Massif à partir de l'indice $I_{\text{Al-OH}}$ défini en fonction de la bande à 2,20 μm de la séricite. Les flèches indiquent l'orientation des zones de faille et sont discutées dans le texte.	324
Figure 185 : Carte de la répartition de l'amphibolitisation dans le Massif à partir de l'indice $I_{\text{Mg-OH}}$ défini en fonction de la bande à 2,31 μm de l'amphibolite.	325
Figure 186 : Carte de synthèse illustrant la distribution spatiale des différents faciès de gabbro présents dans le Massif du Pallet. Le contour du Massif ainsi que l'extension des formations superficielles pliocènes dérivent des cartes géologiques existantes.	326
Figure 187 : Modèle numérique de terrain (MNT) du secteur étudié. Sont indiqués le contour géologique du gabbro du Pallet (trait en noir) ainsi que les stations de mesure qui définissent les deux profils longitudinaux (traits en rouge). Les libellés en gris sur les profils indiquent les stations de mesure qui se situent légèrement à l'écart du profil. Leur altitude est donnée afin de renseigner sur leur position topographique par rapport aux autres stations. L'échelle verticale est exagérée 20 fois. Le MNT a une résolution de 90 mètres et provient des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) disponibles sur http://srtm.usgs.gov/	328
Figure 188 : Photos illustrant l'ensemble des éléments qui constituent la surface des stations de mesures du profil A'-A'' susceptibles d'influencer la réponse spectrale. Gbr= gabbro ; Qtz= quartz ; MO= Matière Organique.	332
Figure 189 : Signatures spectrales caractéristiques des stations de mesures du profil A'-A''. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions caractéristiques du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions à 1,40 et 1,90 μm liées à l'atmosphère sont masquées.	333

Figure 190 : Photos illustrant l'ensemble des éléments qui constituent la surface des stations de mesures du profil B'-B'' susceptibles d'influencer la réponse spectrale. Gbr= gabbro ; Peg= pegmatite ; Qtz= quartz ; MO= Matière Organique.	338
Figure 191 : Signatures spectrales caractéristiques des stations de mesures du profil B'-B''. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.	339
Figure 192 : (a) Spectres caractéristiques de deux surfaces composées par une altérite de gabbro mélangée à un gravier de quartz ferrugineux abondant (A02 et A03) et d'une surface constituée essentiellement par des blocs de gabbro à olivine à texture coronitique entre 1,00 et 2,45 μm . (b ₁) Continuum des spectres présentés en (a). (c ₁) Spectres des surfaces A02, A03 et A05 après retrait du continuum. (b ₂) Tendance des spectres présentés en (a). (c ₂) Spectres des surfaces A02, A03 et A05 après normalisation à la tendance.	341
Figure 193 : (a) Composition colorée sensible à la forme globale des spectres du profil A'-A'' et le spectre de quelques surfaces caractéristiques (R : 2,303 μm ; V : 1,773 μm ; B : 1,095 μm). (b) Même composition colorée que dans (a) appliquée sur les spectres normalisés de leur tendance. Sm= spectre moyen.	344
Figure 194 : (a) Composition colorée sensible à la forme globale des spectres du profil B'-B'' et le spectre de quelques surfaces caractéristiques (R : 2,303 μm ; V : 1,773 μm ; B : 1,095 μm). (b) Même composition colorée que dans (a) à partir des spectres normalisés de leur tendance. Sm= spectre moyen.	345
Figure 195 : Distribution de la pente dans le Massif du Pallet calculée à partir d'un MNT (voir Figure 187) dont la résolution spatiale est de 90 m.	346
Figure 196 : Avancement de la carte des zonations des futures appellations locales de l'AOC régionale Sèvre et Maine (source : SDAOC - août 2007).	349
Figure 197 : (a) Location of the Oman ophiolite and (b) the outline of the HyMap survey over the Sumail Massif on a VNIR ASTER colour composite image (red: 0.807 μm ; green: 0.661 μm ; blue: 0.556 μm). The white arrow points out the calibration to ground reflectance area.	355
Figure 198 : Simplified bloc diagram summarizing the main units forming both the mantle and the crustal units of the Sumail Ophiolite sequence (after Juteau et al., 1988). Main lithologies: 1) Harzburgite; 2) Cumulate and residual dunites; 3) Layered gabbro; 4) Planar-laminated gabbro; 5) Recrystallized isotropic gabbro; 6) High-level isotropic gabbro; 7) Sheeted dyke Complex; 8) Lower extrusive lavas; 9) Undifferentiated wehrlitic intrusive bodies; 10) Differentiate intrusive bodies; 11) Upper extrusive lavas.	357
Figure 199 : Generalized geologic map covering a part of the Sumail Massif. This synthesis was developed by compiling and standardizing the 1:100,000 scale maps of Nakhl (Rabu et al., 1986), Fanjah (Villey et al., 1986), Birkat Al Mawz (Hutin et al., 1986) and Samad (de Gramont et al., 1986). The projection system employed is the UTM 40N, Datum WGS 84.	358
Figure 200 : (a) Working face showing a recently exposed surface of a fresh gabbro (bottom) opposed to its well developed desert varnish surface (top). (b) Magnesite vein network resulting from meteoric weathering reaching a well serpentinized peridotite. (c) Preferential mechanical weathering (exfoliation) developed along joint-planes yielding residual core-boulders of fresh gabbro.	361
Figure 201 : Field spectra end member of the main lithologies characterizing (a) the mantle and (b) the crustal sequence. Spectra were resampled to HyMap spectral resolution. Vertical lines indicate wavelength position of both absorption features and reflectance maximum and are discussed in the text. Atmospheric absorption at 1.40 and 1.90 μm has been masked.	363
Figure 202 : USGS laboratory reflectance spectra of both (a) primary and (b) weathering minerals (from Clark et al., 1993) influencing the spectral signature of lithological end members illustrated on Figure 201. Vertical lines indicate wavelength position of both absorption features and reflectance maximum.	363
Figure 203 : (a) Laboratory (L) and field (F) spectra of peridotite samples within the SWIR spectral range. Dashed vertical lines highlight 2.13 and 2.31 μm absorption features related to Mg-OH. Scanning Electron Microscope (SEM) images of (b) wehrlite, (c) harzburgite and (d) dunite of the areas corresponding to laboratory spectra (L). Ol: olivine; Serp: serpentine; Mgt: magnetite.	368
Figure 204 : Field reflectance spectra of homogenous surfaces of sabkha and reg used to calibrate the HyMap data. Artefacts are localized by the letters and discussed in the text.	369
Figure 205 : (a) Exposed and shadowed surface gabbro spectra acquired by HyMap under natural sun light. (b) Homogeneous gabbro surface spectra acquired by both ASD and HyMap spectrometers at different scales but with the same light source. (c) Laboratory ASD spectra of rough and sawn surfaces acquired on a gabbro sample having a homogeneous mineralogical composition under controlled artificial light source. (d and e) Trend curves resulting from a low pass-filter of spectra shown on Figure 205 6a and b. (f) Straight-line trend in a wave number and in a logarithm reflectance space of spectra displayed on Fig 6c. (g, h and i) Normalized spectra for the three cases showing a good match between all samples confirmed by a quite flat residue spectra and low RMS values.	370

Figure 206 : Field spectra of two peridotites (e.g., harzburgite and dunite) with respectively: (a) a carbonates-rich surface spectrum, and (b) a harzburgite with interstitial carbonates spectrum target. Both triplet end members are linearly mixed to identify the spectrum, which matches the best to the "unknown" surface spectrum composed by a harzburgite intimately mixed with tiny veins of carbonates (c and d). The residue spectrum and the RMS give the difference between both spectra. The fraction of each end member modelling the "unknown" spectrum is indicated. Numbered arrows display interesting features and are discussed in the text.	372
Figure 207 : Discrete wavelength intervals illustrating weak shape differences in the SWIR (a) and in the VNIR (b) of both ophiolite sequence end members. Bands used to perform the partition index I_p are indicated by black arrows.	374
Figure 208 : Diagrams illustrating the classification method applied to develop the geological map. It is based on the combination of the fraction cover given by a ternary (a) or a quadruple (b) lithological association. End members are located at the ends of triangles while associations are in the edges. When the 3 or 4 lithologies display similar proportions, no one is dominant and corresponding pixels are defined as undifferentiated lithologies (U.L.).	375
Figure 209 : (a) Colour composite image of HyMap (red: 2.30 μm ; green: 2.16 μm ; blue: 2.02 μm). (b) The same HyMap colour composite image with normalized reflectance. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.	377
Figure 210 : Normalized HyMap spectra of the main lithological end members. The grey vertical lines mark the three bands used to visualize the ophiolite sequence in Figure 209.	378
Figure 211 : (a) Histogram illustrating the distribution of I_p according to the number of pixels. The mantle and the crustal sequence are highlighted by a bimodal distribution. The dashed vertical line emphasizes the threshold value of 0.97 used to split the image into two ophiolite units (i.e., mantle and crust). (b) I_p greyscale image showing the distribution and extent of the mantle (dark) and the crustal (bright) sequences.	380
Figure 212 : Same colour composite images as on Figure 209 showing the partition of the whole dataset into the mantle (a) and the crustal sequence (b). The dashed white line indicates the boundary, which is the petrologic Moho. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.	381
Figure 213 : Fraction cover maps of mantle end members: (a) harzburgite, (b) dunite and (c) harzburgite with interstitial carbonates (see colour code bar for scale). The Moho boundary is indicated in normal dash line. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.	383
Figure 214 : I_d map of the gabbro-norite end member showing its presence in southern part of the crust.	384
Figure 215 : Fraction cover maps of crustal end members: (a) gabbro, (b) plagioclase-wehrlite and (c) upper gabbro and dykes (see colour code bar for scale). The bold dash-dot frame indicates the area treated with four end members, instead of three end members. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.	385
Figure 216 : Fraction cover map of the gabbro-norite end member. This fourth end member refers to framed details showed in Figure 215a, b and c (see colour code bar for scale). The bold dash-dot line indicates the boundary with the area processed with three end members. The normal dash line underlines the petrological Moho. Numbered arrows indicate areas of interest and are commented in the text.	386
Figure 217 : Geological map of the studied part of the Sumail Massif. White frames (from a to e) highlight interesting areas that are discussed in the text. Abbreviations of the defined lithostratigraphic units: H= harzburgite; HD= harzburgite and dunite; HC= harzburgite with secondary carbonates; HiC= harzburgite with interstitial carbonates; DHC= dunite and harzburgite with interstitial carbonates; D= dunite; UM3= undifferentiated mantle rocks defined by three end members; G= gabbro GW= interlayered gabbro and wehrlite; W= Wehrlite; GnW= interlayered gabbro-norite and wehrlite; Gn= Gabbro-norite; GGn= interlayered gabbro and gabbro-norite; GDy= gabbro with intrusive dykes; WDy= wehrlite with intrusive dykes; GnDy= gabbro-norite with intrusive dykes; UGD= Upper gabbro and dykes; UC3= undifferentiated crustal rocks defined by three end members; UC4= undifferentiated crustal rocks defined by four end members; U= unmapped as I_d is smaller than 1.5 or unknown.	387
Figure 218 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une harzburgite. Opx= orthopyroxène, Ol= olivine, Serp= serpentine, Cr= chromite.	402
Figure 219 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès harzburgite. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. En raison des faibles valeurs de réflectance du spectre de la surface fraîche par rapport au spectre de la surface exposée, une deuxième échelle de réflectance est affichée. (c) Surface caractéristique du faciès harzburgite observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents instruments (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.	404

Figure 220 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une dunite fortement serpentinisée atteinte par un réseau de magnésite. Serpt= serpentine, Carb= carbonates.....	405
Figure 221 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès dunite. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Affleurement de dunite. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.....	406
Figure 222 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une harzburgite avec des carbonates interstitiels. Opx= orthopyroxène, Serpt= serpentine, Carb= carbonates.....	407
Figure 223 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès harzburgite avec des carbonates interstitiels. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès harzburgite avec carbonates interstitiels observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales et la flèche indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.....	408
Figure 224 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif d'un calcrete ou d'un travertins. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Affleurement d'un encroûtement de magnésite. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.....	410
Figure 225 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant un gabbro à olivine. Ol= olivine, Cpx= clinopyroxène, Plg= plagioclase, Plt= pélite (i.e., serpentine+magnétite+chlorite+talc).....	412
Figure 226 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (sciée) d'un échantillon représentatif du faciès gabbro à olivine. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès gabbro à olivine observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorption. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.....	413
Figure 227 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant un dyke. Hb= hornblende, Act= actinote, Plg= plagioclase, Chl= chlorite, Mgt= magnétite.....	414
Figure 228 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (sciée) d'un échantillon représentatif du faciès dykes du complexe filonien. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès dykes observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.....	415
Figure 229 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une clinopyroxénite. Cpx= clinopyroxène, Opx= orthopyroxène, Ol= olivine, Bst= bastite.....	417
Figure 230 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès clinopyroxénite. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès clinopyroxénite observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de divers appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.....	418
Figure 231 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une wehrilite plagifère. Ol= olivine, Cpx= clinopyroxène, Plg= plagioclase, Serpt= serpentine, Mgt= magnétite.....	419

TABLE DES FIGURES

Figure 232 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès wehrlite. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès wehrlite observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.	420
Figure 233 : Synthèse des couleurs additives et soustractives.	446
Figure 234 : Représentation des couleurs dans le repère RVB. Par exemple, le pixel P matérialisé par un point dans le cube, présente une couleur de coordonnées R, V et B sur les trois axes.	447
Figure 235 : Illustration du principe de la composition colorée.	448
Figure 236 : (a) Spectres d'hypersthène pour différentes granulométries (Clark et al., 1993). (b) Composition colorée appliquée sur une image synthétique à partir des spectres présentés en (a). La composition est centrée sur la bande d'absorption à 0,91 μm ($R= 1,26 \mu\text{m}$, $V= 0,91 \mu\text{m}$, $B= 0,70 \mu\text{m}$). L'échelle des réflectances est identique sur les trois canaux. (c) Même composition colorée avec étalement linéaire sur l'histogramme indépendant de chaque canal. (d) Spectres d'hypersthène après retrait des effets liés à la surface en utilisant une tendance linéaire. (e) Même composition colorée qu'en (b) et (c) effectuée sur les spectres après le retrait d'une tendance linéaire. Le spectre équivalent du gris moyen S_m est présenté sur l'ensemble des spectres afin de faciliter l'explication.	449
Figure 237 : Histogrammes des canaux bleu, vert et rouge illustrant l'amélioration du contraste. (a) Préservation des grandeurs physiques par fixation d'une même échelle de réflectance sur tous les canaux. (b) Etalement linéaire de l'histogramme et perte de la cohérence des grandeurs physiques entre canaux au profit d'une amélioration du contraste et de la lisibilité de l'information (voir Figure 236c).	450
Figure 238 : Schématisation du dispositif permettant de faire les acquisitions des images en gardant la lame fixe et faisant varier les angles d'extinctions à l'aide d'un polariseur mobile placé sur une platine graduée.	454
Figure 239 : (a) Six images numériques sont acquises en lumière polarisée analysée (LPA) tous les 30°. (b) Image en éclaircissement maximum.	455
Figure 240 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil P_{01} issu de l'altération d'un micaschiste.	458
Figure 241 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil P_{02} issu de l'altération d'un micaschiste.	458
Figure 242 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{11} issu de l'altération d'un gneiss.	459
Figure 243 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{06} issu de l'altération d'un gneiss.	459
Figure 244 : Diffractogramme de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{07} issu de l'altération d'un gneiss.	460
Figure 245 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{09} issu de l'altération d'un gneiss.	460
Figure 246 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{08} issu de l'altération d'une amphibolite.	461
Figure 247 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{03} issu de l'altération d'un gabbro.	461
Figure 248 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{04} issu de l'altération d'un gabbro.	462
Figure 249 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{05} issu de l'altération d'un gabbro.	462
Figure 250 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P_{10} issu de l'altération d'une serpentinite silicifiée.	463
Figure 251 : Carte de ressemblance spectrale du pôle harzburgite. Cette carte montre que les harzburgites occupent une grande partie de la séquence mantellaire. Les plus grandes similitudes se situent au sud-ouest du Massif (flèche 1) et dans une moindre mesure dans le nord-ouest (flèche 2). Une diminution des valeurs de I_d est observée au cœur de cette séquence (flèche 3) ainsi qu'à la limite avec la séquence crustale suggérant l'absence de ce faciès (flèche 4).	466
Figure 252 : Carte de ressemblance du pôle pur dunite serpentinisée. Des valeurs de I_d supérieures à 1,8 montrent que cette lithologie se trouve principalement au cœur du Massif, entre Muqbariyah et Maqsad (flèches 1), en accord avec la présence d'un diapir (Ceuleneer et al., 1988, 1996). Elle est également rencontrée à la limite avec la séquence crustale à proximité du Moho (flèche 2). Ce pôle pur est observé le long de la zone de cisaillement de Muqbariyah orientée N130-140°. Son identification sur cet accident n'implique pas que la dunite y affleure	

mais plutôt que la composition qui caractérise cette zone se rapproche de celle du spectre de référence. Cette carte est pratiquement le négatif de la Figure 251.....	467
Figure 253 : Carte de ressemblance du pôle pur serpentinites. Cette mesure intègre des péridotites fortement serpentinisées. Leur affleurement est généralement recouvert d'une poussière vert gris de serpentine. La carte montre que ce minéral se rencontre principalement le long de la zone de cisaillement de Muqbaryah (flèche 1). La plupart des wadis présentent aussi des fortes valeurs de I_d (flèches 2).	468
Figure 254 : Carte de ressemblance du pôle pur harzburgite avec carbonates interstitiels. Cette lithologie correspond à un mélange intime entre une harzburgite (Figure 251) et un réseau de veines de magnésite. Les valeurs de I_d comprises entre 2,5 et 3,5, se situent au cœur du Massif (flèches 1). Des valeurs de I_d similaires sont également observées dans la partie sud-ouest du Massif (flèche 2). Celles-ci se situent le long d'accidents où la circulation de fluides a permis la concentration de carbonates. Les valeurs de I_d supérieures à 3,5, suggèrent une plus forte similitude avec le spectre de référence. Elles se localisent autour de Muqbaryah (flèche 3) mais leur surface réduite empêche de les observer à l'échelle du Massif.	469
Figure 255 : Carte de ressemblance spectrale des formations riches en carbonates. La distribution spatiale des valeurs de I_d sur l'image est analogue à celle du pôle pur harzburgite avec carbonates interstitiels présentés dans la Figure 254 (flèches 1 à 3). La différence est marquée par les faibles valeurs de I_d , inférieures à 2,0 suggérant une plus faible similitude. Ces résultats confirment que pour pouvoir identifier les carbonates présents dans les harzburgites, il faut les considérer en mélange avec cette lithologie et combiner les différentes cartes de ressemblance pour en extraire une information pertinente.....	470
Figure 256 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbro. La distribution des valeurs de I_d montre que cette lithologie affleure essentiellement dans l'extrême sud-ouest du Massif (flèche 1). La surface définie par les pixels dont les valeurs de I_d sont supérieures à 1,3 fait environ 38 km ² . Un deuxième secteur beaucoup plus réduit (<1 km ²) est cependant reconnu dans l'extrême nord-est du Massif (flèche 2).	471
Figure 257 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur wehrlite. Une grande partie de la séquence crustale est occupée par des pixels dont les valeurs de I_d sont comprises entre 1,5 et 2,0. Les surfaces occupées par les affleurements dont les valeurs de I_d sont supérieures à 2,2 sont différentes au sein du Massif. Au sud-ouest, les affleurements semblent être isolés (flèches 1 à 3) tandis qu'au nord-est des étendues plus importantes sont mises en évidence (flèche 4).	472
Figure 258 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbro. Cette lithologie occupe une grande partie de la séquence crustale (flèches 1). En revanche, les zones définies par des fortes valeurs de I_d sont plus vastes (i.e., >2,2). C'est notamment le cas aux environs de Mahram (flèche 2) ou au nord-est du Massif (flèche 3). Une forte ressemblance est également rencontrée pour des pixels situés au milieu de la séquence mantellaire formant trois bandes parallèles mais aussi au milieu du secteur caractérisé par les gabbro dans la croûte (flèches 4). Les observations de terrain ont confirmé que dans ces zones affleurement des clinopyroxénites. Comme pour cette formation, le spectre des gabbros est principalement défini par la signature des clinopyroxènes. Par conséquent faire la distinction entre ces deux faciès semble impossible. Des valeurs relativement élevées dans des cônes de déjection montrent qu'ils sont composés de blocs de gabbro (flèches 5).	473
Figure 259 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbro-wehrlite. Ce pôle pur correspond à un mélange intime entre un gabbro et une wehrlite intrusive mesuré sur le terrain. Des valeurs de ressemblance comprises entre 1,5 et 2,5 occupent une grande partie de la séquence crustale. En revanche, certains secteurs présentent des valeurs plus élevées (i.e., > 3,0) et qui correspondent en grande partie à des zones de transition entre des wehrlites (Figure 257) et des gabbros (Figure 258) (flèches 1 à 3). Les cônes de déjection sont composés de blocs de nature différente. Ceci se traduit spectralement par un signal qui ressemble fortement au spectre de ce pôle pur (flèches 4).	474
Figure 260 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbros supérieurs et dykes. Les pixels qui présentent les plus fortes valeurs de I_d (i.e., >2,2) définissent des zones allongées qui s'orientent ~N150° au sud-ouest du Massif (flèches 1) à ~N90° en allant vers le nord-est (flèche 2). La forme de ces objets est en accord avec la nature intrusive des dykes. Des fortes valeurs de I_d sont également observées sur des cônes de déjection (flèches 3) formés essentiellement par des blocs de gabbro (Figure 258). Ceci n'implique pas que cette lithologie soit rencontrée dans ces cônes mais que la composition responsable de la signature mesurée à distance présente selon les secteurs des plus fortes ressemblances à ce pôle spectral. Cette observation permet de conseiller de rester prudent lors de l'interprétation des surfaces qui sont composées de blocs de natures différentes.	475

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Synthèse des lithologies qui définissent les unités de Champtoceaux et de Mauges avec leur composition respective (d'après Cogné, 1966 ; Marchand et al., 1969 et Forestier et al., 1982).....	43
Tableau 2 : Caractéristiques des principaux types d'argiles.	71
Tableau 3 : Synthèse des principaux horizons de référence qui interviennent dans ce travail et de leur signification (d'après AFES, 1995).....	80
Tableau 4 : Caractéristiques spectrales du spectromètre de laboratoire Nicolet 5700 FT-IR.	135
Tableau 5 : Caractéristiques spectrales des spectromètres de terrain GER 3700 et ASD.	139
Tableau 6 : Description des conditions d'acquisition des données HyMap et leur caractéristique spectrales (d'après Cocks et al., 1998).....	142
Tableau 7 : Effet du traitement sur la position des réflexions des argiles les plus communément rencontrées dans les sols (synthèse effectuée d'après Deer et al., 1962).	147
Tableau 8 : Classification des différents événements intervenant lors de l'analyse au MEB.	149
Tableau 9 : Coefficients (en %) des spectres de pôles purs calculés à partir d'une méthode inverse et directe expliquant les pixels extrêmes des imagerie présentées sur la Figure 112d et f respectivement.	210
Tableau 10 : Coefficients (en %) des spectres de pôles purs calculés à partir d'une méthode inverse et directe expliquant les pixels extrêmes des imagerie présentées sur la Figure 113d et f respectivement.	213
Tableau 11 : Composition modale moyenne (en %) estimée pour chaque lithologie.	222
Tableau 12 : Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques et spectrales des lithologies rencontrées dans cette étude. Les minéraux en gras sont ceux qui s'expriment sur le spectre. Les minéraux en italique ont une légère influence sur certaines absorptions. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte.	233
Tableau 13 : Intervalle de longueur d'ondes choisi pour retirer le continuum sur les spectres de sols en fonction des différents processus spectraux étudiés.	239
Tableau 14 : Caractéristiques des horizons des sols issus de l'altération d'un micaschiste. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-A-S= limono-argilo-sableux et L= limoneux. Structure : PA= polyédrique anguleuse, PS-A= polyédrique sub-anguleuse et Li= lithique.	242
Tableau 15 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons des profils de sols issus de l'altération d'un micaschiste. L'abondance relative des différents minéraux a été estimée de manière approximative à partir de l'intensité des pics de chaque minéral (voir diffractogrammes en Annexe 3). Code utilisé pour estimer l'abondance : +++= abondant, ++= fréquent, += faible, o= traces, -= absent. Qtz= quartz, Fds= feldspath, Amp= amphibole, Mi= mica, Gth= goëthite, Kln= kaolinite.....	245
Tableau 16 : Caractéristiques des horizons des sols issus de l'altération d'un gneiss. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-A-S= limono-sablo-argileux et L= limoneux. Structure : PA= polyédrique anguleuse, PS-A= polyédrique sub-anguleuse et Li= lithique.	252
Tableau 17 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons des profils développés à partir de l'altération d'un gneiss (mêmes observations que le Tableau 15).	255
Tableau 18 : Caractéristiques des horizons d'un sol issu de l'altération d'une amphibolite. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux. Structure : PS-A= polyédrique sub-anguleuse.....	259
Tableau 19 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons d'un profil de sol issu d'une amphibolite (mêmes observations que le Tableau 15).....	261
Tableau 20 : Caractéristiques des horizons des sols issus de l'altération d'un gabbro. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-f= limoneux fin, L-A= limoneux argileux et L= limoneux. Structure : Pri= prismatique, PA= polyédrique anguleuse, PS-A= polyédrique sub-anguleuse et Li= lithique.	268
Tableau 21 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons des profils de sol issus d'un gabbro (mêmes observations que le Tableau 15).	271
Tableau 22 : Caractéristiques des horizons d'un sol issu de l'altération d'une serpentinite silicifiée. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-A : limono-argileux. Structure : PS-A= polyédrique sub-anguleuse.....	275
Tableau 23 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons d'un profil de sol issu d'une serpentinite (mêmes observations que le Tableau 15).	276
Tableau 24 : Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques des altérites identifiées par DRX et par spectrométrie et rencontrées dans cette étude. Les minéraux en italique sont ceux qui ont une origine allochtone. Les minéraux susceptibles d'influencer la signature spectrale des différentes altérites sont indiqués. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte. Les minéraux qui présentent un astérisque sont ceux dont les absorptions sont masquées par celles d'autres phases minérales.....	289

TABLE DES TABLEAUX

Tableau 25 : Composition modale moyenne (en %) estimée pour chaque faciès de gabbro. 1 : Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2 : Gabbronorite à olivine à texture sub-ophitique ; 3 : Gabbronorite à texture ophitique ; 4 : Norite à texture grenue ; 5 : Gabbro amphibolitisé à texture ophitique conservée ; 6 : Métagabbro.	297
Tableau 26 : Compositions chimiques moyennes (% poids d'oxydes) des phases primaires du gabbro à olivine à texture coronitique. 1 : Olivine (fayalite) ; 2 : Clinopyroxène primaire interstitiel (augite) ; 3 : Orthopyroxène d'origine métamorphique présent dans la première couronne réactionnelle (pigeonite) ; 4 : Plagioclase (bytownite) ; 5 : Amphibole d'origine métamorphique présente dans la deuxième couronne réactionnelle (Al-tschermakite) ; 6 : Spinelle (titanomagnétite) ; 7 : Spinelle (magnétite riche en Fe et en Cr).....	297
Tableau 27 : Compositions chimiques moyennes (% poids d'oxydes) des phases primaires d'une gabbronorite à texture ophitique. 1 : Clinopyroxène primaire interstitiel (augite) ; 2 : Plagioclase (bytownite) ; 3 : Orthopyroxène primaire interstitiel (ferrosilite) ; 4 : Bordure d'un orthopyroxène au contact avec un plagioclase ; 5 : Spinelle (titanomagnétite).	303
Tableau 28 : Compositions chimiques moyennes (% poids d'oxydes) des phases primaires d'un métagabbro hydrothermalisé. 1 : Plagioclase (labradorite) ; 2 : Amphibole (hornblende riche en Fe) ; 3 : Chlorite (chlorite ferromagnésienne) ; 4 : Spinelle (titanomagnétite).	310
Tableau 29 : Tableau récapitulatif illustrant les compositions minéralogiques majeures et les caractéristiques spectrales des principaux faciès de gabbro rencontrés dans le Massif du Pallet en dehors de la zone de cisaillement. Les minéraux indiqués en gras correspondent à ceux qui se manifestent spectralement. La minéralogie secondaire peut avoir une origine métamorphique (M) ou hydrothermale (H). Max _R = Maximum de réflectance. Ol= olivine, Opx= orthopyroxène, Cpx= clinopyroxène, Pl= plagioclase, Amp= amphibole, Act= actinote, Sp= spinelle, S= séricite, Chl, chlorite, Qtz= quartz.	316
Tableau 30 : Indices de séricitisation (I _{Al-OH}) et d'amphibolitisation (I _{Mg-OH}).	323
Tableau 31 : Tableau récapitulatif du diamètre (D en cm) et de la proportion (P en %) des éléments qui constituent la surface des stations de mesures du profil A'-A''. Gq= gravier de quartz ; Gg= gravier de gabbro ; Bg= blocs de gabbro ; A= altérite ; V= végétation ; MO= matière organique.	330
Tableau 32 : Tableau récapitulatif du diamètre (D en cm) et de la proportion (P en %) des éléments qui constituent la surface des stations de mesure du profil B'-B''. Gq= gravier de quartz ; Gg= gravier de gabbro ; Bg= blocs de gabbro ; A= altérite ; V= végétation ; MO= matière organique.	336
Table 33: Mean modal composition of (a) primary and (b) weathering minerals (in %) estimated for each lithological end member. Ol: olivine; Opx: orthopyroxene; Cpx: clinopyroxene; Plg: plagioclase; Amp: amphibole; Chr: chromite; Serp: serpentine minerals such as lizardite and chrysotile; Bast: bastite; Chl: chlorite; Ept: epidote; Tlc: talc; Act: actinolite; Crb: magnesite and/or dolomite; Mgt: magnetite; Pre: prehnite; Qtz: quartz. * Local enrichments of carbonates forming surface concretions were not taken into account but rather that which is in veins within serpentinized peridotite samples.	364
Tableau 34 : Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques et spectrales des lithologies rencontrées dans la séquence mantellaire de l'ophiolite d'Oman. Les minéraux en gras sont ceux qui s'expriment sur le spectre. Les minéraux en italique ont une légère influence sur certaines absorptions. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte.....	422
Tableau 35 : Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques et spectrales des lithologies rencontrées dans la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman. Les minéraux en gras sont ceux qui s'expriment sur le spectre. Les minéraux en italique ont une légère influence sur certaines absorptions. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte.....	423

Avant-propos

Je souhaite avant tout exprimer ma profonde reconnaissance à mes deux directeurs de thèse M. Patrick Launeau et Mme Véronique Carrère. Merci de m'avoir fait confiance, de m'avoir fourni les moyens techniques et logistiques ainsi que de m'avoir consacré du temps pour pouvoir mener mon projet de recherche à terme, en temps et en heure. Merci Patrick pour tous ces samedis où l'on a pu discuter sur l'Oman et le Muscadet. Merci Véronique pour ces fins de journées où nous sommes restés à discuter jusqu'à tard.

Je suis profondément reconnaissant de M. Jacques Girardeau qui m'a alloué sa confiance tout au long de mon parcours universitaire à Nantes et d'avoir accepté d'être le Président du Jury lors de ma soutenance de thèse.

Je tiens également à exprimer toute ma gratitude à M. Patrick Ledru et à M. Patrick Pinet pour avoir accepté la lourde tâche d'être rapporteur de ce long manuscrit. Merci aussi à M. Philippe Lagacherie et à M. José Maria Tubia d'avoir examiné ma thèse et d'avoir fait parti des membres du jury.

Je remercie la Région Pays de la Loire pour avoir subventionné mon projet de recherche pendant ces trois ans.

Une grande partie de ce travail a été possible grâce à la gentillesse de M. Christophe Ducommun, pédologue à l'Institut National d'Horticulture (INH). Avoir pris contact avec lui m'a permis d'établir un réel échange entre le monde de la géologie et celui de la pédologie. Grâce à lui, je me suis familiarisé avec la pédologie. J'ai pu participer aux missions de terrain dans le cadre de l'Inventaire Gestion et Conservation des Sols (IGCS) dans le vignoble du Muscadet. J'ai ainsi eu accès à ces précieux échantillons de sol.

Je remercie également M. Romain Mayet, ingénieur agronome au Syndicat des Appellations d'Origine Contrôlé (SDAOC) Muscadet pour m'avoir aidé à cibler les parcelles où la roche affleure et pour m'avoir mis en relation avec de nombreux vignerons de la région. Un grand merci pour avoir choisi les vins pour la dégustation proposée lors du pot de thèse.

J'adresse mes sincères remerciements à Mlle Anne Gaudin pour avoir consacré du temps à comprendre ensemble les échantillons et pour m'avoir introduit dans le monde de la diffraction des rayons X (DRX). Merci également pour m'avoir aidé à améliorer la partie du manuscrit consacrée aux sols.

J'aimerais remercier M. Stéphane Le Mouelic pour avoir répondu aux nombreuses questions que j'ai pu lui poser pendant mon séjour au laboratoire mais aussi pour son aide, écoute et disponibilité

lors des discussions menées autour de la spectrométrie visible infrarouge et de la télédétection hyperspectrale.

Je tiens à exprimer un remerciement particulier à M. Georges Ceuleneer pour toute son aide pétrologique ainsi que logistique qu'il a su m'apporter en Oman. Merci également pour avoir accepté de participer à la rédaction de l'article soumis à GCube. Parmi l'équipe toulousaine, j'aimerais également remercier M. Harold Clénet pour ces déplacements à Nantes et m'avoir aidé à mieux comprendre le bloc crustal situé au Sud de Muqzah ainsi qu'à M. Yves Daydou pour son aide spectrale sur le terrain.

Je suis très reconnaissant de l'assistance que M. Alain Barreau a su apporter aux nombreuses analyses effectuées au microscope électronique à balayage. Merci également à M. Pierre Emmanuel Petit d'avoir passé du temps à m'expliquer la DRX mais aussi de m'avoir permis d'effectuer l'ensemble des analyses des sols à l'Institut des Matériaux Jean Rouxel de Nantes.

J'adresse mes sincères remerciements à M. Jean Jacques Guillou qui depuis le début de ma thèse a su m'apporter d'excellents conseils concernant les contacts nécessaires et les références bibliographiques à consulter pour approfondir mes connaissances. De la même manière, j'aimerais remercier M. Guy Cornen pour m'avoir aidé à chaque fois que j'ai eu une question d'ordre pétrologique, ainsi qu'à M. Bernard Lasnier et à M. Jacques Marchand pour m'avoir aidé à mieux comprendre la géologie du Gabbro du Pallet.

J'aimerais remercier M. Jean-Claude Dubos, pédologue de la Chambre d'Agriculture de Loire-Atlantique pour m'avoir conseillé et aidé lors de la rédaction de ce manuscrit.

Je remercie vivement M. Hervé Loyer et M. Eric Boeuf pour leur disponibilité, rapidité et efficacité lors de la préparation des lames minces. "Merci beaucoup les gars !" Je remercie également M. Alain Cossard pour les conseils sur Illustrator et les nombreuses impressions couleur, Mme. Lilianne Clouet pour m'avoir aidé à préparer les échantillons de sol mais aussi pour m'avoir prêté son laboratoire, M. Claude Dutreilly pour l'assistance informatique, Mme Marie-Claire Bréhier, Mme Isabelle Berthaud et Mme Colette Boulard pour toute l'assistance administrative.

J'aimerais remercier mes collègues et amis avec qui j'ai partagé ces trois années au Laboratoire. Merci Mathieu, je pense que cet été à rédiger sera inoubliable. Merci Charles pour toutes les discussions qui nous ont permis de grandir ensemble dans le monde de la spectro et des "remote sensors". Merci Jean Philippe pour avoir passé du temps à m'expliquer les bases d'IDL/ENVI et de la télédétection. Merci à mes deux collègues de bureau Laetitia et Lucille qui ont su me supporter notamment lorsque je "disjonctais" en travaillant. Merci Pierre-André, pour ton amitié et ton soutien. Y que viva el hyperspectral !

Je tiens à remercier tout d'abord ma Mère pour m'avoir aidé, conseillé et écouté au téléphone pendant ces huit longues années d'étude en France. Merci pour ta patience et ta persévérance. Le pot de thèse que tu as préparé était délicieux. Je remercie mon Père pour m'avoir aidé moralement et financièrement à faire mes études en France et à tenir le coup tout au long de ces années. Même si vous êtes loin tous les deux, je tiens à vous remercier de tout cœur pour ce que vous avez fait pour moi et de m'avoir permis de voler de mes propres ailes.

Je tiens à exprimer un remerciement particulier à Marie, Patrick et Annick. Marie a su me supporter jour et nuit pendant ces trois ans de thèse. Merci pour ton encouragement quotidien ainsi que pour avoir été patiente face à mes sauts d'humeurs et mes "pétages" de plomb (e.g., pluie de feuilles par la fenêtre). Je lui suis extrêmement reconnaissant pour avoir révisé l'intégralité de ce manuscrit ainsi que pour avoir vérifié l'orthographe au moins trois fois. ¡Muchas gracias mi amorcito!

Enfin, j'aimerais remercier tous ce qui ont contribué à l'aboutissement de ce travail et que j'aurais pu oublier de mentionner.

1. Introduction

Une carte géologique est une représentation en deux dimensions des différentes lithologies affleurant à la surface de la Terre. Les unités cartées correspondent généralement au socle (i.e., à la roche-mère), à des formations superficielles qui dérivent de l'altération des roches sous-jacentes ou à des formations sédimentaires. La carte géologique rend ainsi compte de l'étendue et de la limite des unités identifiées dans une région. Parce que ces documents sont utilisés dans plusieurs disciplines (e.g., en recherche minière, agriculture, aménagement du territoire, etc.) et font office d'outils d'aide à la décision, ils se doivent d'être précis.

Lors de la réalisation d'une carte géologique, le géologue est amené à travailler sur le terrain. Cependant, des problèmes sont couramment rencontrés. Par exemple, il peut être impossible pour le géologue de prospecter l'ensemble de la zone définie pour l'étude. Cette conséquence est liée à plusieurs facteurs comme par exemple : i) une végétation trop luxuriante, ii) des étendues trop vastes ou iii) des reliefs parfois trop escarpés rendant l'accès à certains affleurements difficile. De plus, le temps alloué aux campagnes de terrain est souvent trop réduit empêchant une bonne prospection de la zone d'étude. Ces problèmes d'ordre logistique entraînent donc la définition de points de contrôle, ce qui se traduit par une hétérogénéité et une discontinuité de l'information recueillie sur le terrain.

Une solution peut être apportée par l'utilisation de photographies aériennes (e.g., orthophotos). Le géologue peut ainsi effectuer une extrapolation entre les points de contrôle et définir les contours des formations géologiques. Toutefois, en photographie aérienne, des roches de nature différente peuvent présenter un aspect similaire rendant alors la détection et l'interprétation des contours pétrologiques difficiles. Pour remédier à cette nouvelle difficulté, la télédétection aéroportée ou satellitaire apparaît comme une source d'information complémentaire. En effet, cette technique utilise des instruments capables d'analyser les propriétés physiques et chimiques des matériaux présents à la surface de la Terre et ceci sur des gammes de longueurs d'ondes plus larges (e.g., entre 0,35 et 2,50 μm) que celles utilisées par les photos aériennes. Pourtant, sous les conditions naturelles d'exposition, les roches sont soumises aux effets de l'altération météoritique. En fonction des précipitations, de la température et de la couverture végétale, les roches vont se dégrader (Duchaufour, 2001 ; Campy et Macaire, 2003). Par conséquent, la réponse produite par les surfaces naturelles ne sera pas forcément représentative de la nature de la roche-mère. Par exemple, en milieu désertique, des fortes températures, des faibles précipitations et un couvert végétal peu important favorisent la fragmentation des roches. En climat tropical, au contraire, l'ensemble des paramètres influençant l'altération des roches favorise la dégradation chimique, ce qui se traduit par le développement de formations argileuses, de couches d'oxydes et d'encroûtements latéritiques (Strakhov, 1967).

Une question se pose pour tout géologue utilisant ce type d'outils. Comment concevoir des cartes géologiques précises à l'aide de la télédétection tout en considérant les altérations des surfaces naturelles ?

Pour y répondre, deux sites tests ayant des conditions climatiques contrastées et des besoins différents d'amélioration de la cartographie géologique sont choisis :

- La définition d'une Appellation d'Origine Contrôlée (AOC) dans le monde viticole dépend de plusieurs critères tels que la géologie, la pédologie, le climat, le comportement de la vigne, le travail de la vigne, etc. La nature de la roche-mère apparaît comme l'un des principaux critères car elle contrôle la minéralogie des sols. Afin d'améliorer les connaissances sur les limites lithologiques dans un terroir viticole, la télédétection peut être utile. Cette étude cible l'AOC du Muscadet du pays Nantais et plus particulièrement l'appellation régionale Sèvre et Maine, berceau de cette appellation. Les roches affleurant dans ce terroir en climat tempéré humide développent une altérite caractéristique qui a limité les possibilités d'amélioration de la cartographie dans la région depuis plus de 20 ans. Notre démarche s'inscrit donc dans une simulation de campagne aéroportée afin de définir les limites de détectabilité des roches de la "Nappe de Champtoceaux" et de manière plus précise des faciès du "Complexe éruptif du Pallet".
- L'ophiolite d'Oman représente un des plus grands fragments (30000 km²) de lithosphère océanique fossile présent à la surface de la Terre. Elle est composée d'une large variété de roches mafiques et ultramafiques auxquelles sont associées des équivalents extrusifs. Cartographier cet ensemble permet d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement des dorsales océaniques. Dans le Massif de Sumail, les séquences mantellaires et crustales sont continues et représentent un des logs ophiolitiques les mieux préservés de l'Oman. Les études par télédétection hyperspectrale déjà entreprises sur des zones réduites de ce Massif ont conclu sur la nécessité d'études de terrain systématiques intégrant l'analyse des surfaces d'altération. La présente étude, effectuée en climat désertique, intègre donc des mesures *in situ* afin de considérer l'effet de la patine sur les mesures et exploite un jeu d'images hyperspectrales aéroportées acquises par le spectromètre imageur HyMap sur cette zone, proposant une nouvelle carte géologique.

Afin d'analyser les données acquises sur ces deux sites, différentes approches sont abordées. Celles-ci correspondent à :

- des analyses pétrologiques des lithologies prélevées dans les différents sites d'étude afin d'identifier leur composition minéralogique et mieux comprendre leur signature spectrale ;
- des analyses effectuées sur des produits d'altération provenant de la roche-mère afin d'établir le lien chimique entre les éléments exposés à la surface des échantillons (i.e., sur la patine) ou

sur des profils de sols verticaux (i.e., suivi de l'évolution de la roche fraîche vers les altérations superficielles) ;

- des analyses spectrales accomplies en laboratoire sur des échantillons prélevés sur le terrain dans le but d'examiner leur réponse en milieu contrôlé et ainsi mieux cerner la réponse acquise *in situ* faisant le relais entre la réponse de la roche et celle de son affleurement acquise par avion ou par satellite ;
- des analyses complémentaires au microscope électronique à balayage (MEB) sur les échantillons de roche ou aux diffractions de rayons X (DRX) sur les échantillons de sol afin de valider l'identification minéralogique déduite par spectrométrie.

L'application de ces approches entraîne un changement d'échelle (i.e., laboratoire, terrain, aéroporté) qui induit à son tour une variation des états de surface. La forme des spectres apparaît ainsi modifiée empêchant alors la comparaison des spectres les uns avec les autres. Un développement méthodologie est alors effectué afin de retirer les effets liés à la rugosité présents à chaque échelle d'observation (e.g., laboratoire, terrain, aéroportée) et ainsi n'examiner que la contribution liée à la pétrologie (i.e., la granulométrie, la texture ou agencement des grains et la composition chimique des phases minérales). Une nouvelle normalisation des spectres est proposée dans cette étude.

Les recherches effectuées lors de ce travail visent à améliorer la compréhension des propriétés spectrales des produits d'altération et leur détection à distance. Les objectifs sont donc de compléter les connaissances sur : i) les propriétés spectrales des produits d'altération pour la cartographie par télédétection hyperspectrale, ii) la composition minéralogique des produits d'altération rencontrés sur les patines des roches ou sur les profils de sol, iii) la distribution des minéraux à travers les profils d'altération et ceci plus particulièrement en milieu tempéré humide et iv) des techniques d'analyse à distance facilitant l'identification de cibles en comparant les données d'une image hyperspectrale aux spectres de terrain ou de laboratoire sans tenir compte des états de surface.

Ce manuscrit débute par la présentation des contextes géologiques et par un exposé des travaux cartographiques menés dans le passé pour chacun des sites étudiés. La première partie du **chapitre 2** décrit la situation géologique de la région Nantaise en commençant par les formations du socle suivi de la description des formations superficielles. La deuxième partie de ce chapitre décrit le contexte géologique rencontré en Oman. Les principales unités lithologiques qui la constituent sont présentées en s'attardant plus particulièrement sur la Nappe de Samail, unité qui renferme les ophiolites affleurant particulièrement bien dans le Massif de Sumail.

Le **chapitre 3** familiarise le lecteur avec les processus d'altérations physiques et chimiques qui sont responsables des transformations subies par les minéraux constituant les roches présentes à la surface de la Terre. Une synthèse bibliographique décrit les conséquences de l'altération météoritique

sur la formation : i) d'une altérite en milieu tempéré humide et ii) d'un reg et d'une patine en milieu désertique.

Le **chapitre 4** introduit le principe de la spectrométrie. La théorie du rayonnement électromagnétique ainsi que la définition des grandeurs physiques examinées par cette technique sont présentées. Les origines et les paramètres que contrôlent les bandes d'absorptions sont ensuite détaillés ainsi que les interactions du rayonnement avec différentes cibles. La combinaison de la spectrométrie et de l'imagerie définit l'imagerie hyperspectrale. Les principaux instruments de mesure utilisés dans ce travail sont finalement exposés en présentant les mesures complémentaires qui peuvent être appliquées pour valider ou compléter les acquisitions spectrales effectuées en laboratoire.

Le **chapitre 5** résume l'ensemble des méthodes qui permettent l'extraction de l'information des spectres et qui sont classiquement décrites dans la littérature internationale. Ces méthodes reposent sur l'analyse de la forme des absorptions, la comparaison des spectres entre eux et la déconvolution du signal pour identifier la proportion de chaque constituant dans un spectre de mélange.

Le **chapitre 6** met l'accent sur l'adaptation de certaines méthodes décrites dans le chapitre précédent. L'objectif est d'utiliser au maximum l'information portée sur la forme globale des spectres, permettant ainsi une continuité des mesures en longueur d'onde. Une nouvelle méthode de normalisation des spectres permettant de retirer les effets de surface est ainsi présentée. La deuxième partie de ce chapitre vise à tester deux méthodes employées pour résoudre le problème des mélanges linéaires afin de retenir la démarche la plus adaptée pour déterminer l'occupation surfacique des lithologies présentes en Oman.

Le **chapitre 7** concerne l'étude de la relation entre la roche-mère et le sol qui en dérive, aide à la décision pour le programme d'étude des AOC des Muscadet de la Région Nantaise. Dans un premier temps, les unités lithologiques du secteur étudié sont décrites et documentées et leur signature spectrale mesurée en laboratoire. Sont ensuite présentées les caractéristiques pédologiques, minéralogiques et spectrales des sols issus des roches sous-jacentes. L'étude aboutit à la mise en correspondance d'une altérite à sa roche-mère respective en se basant sur les propriétés spectrales de ces deux cibles et à une quantification relative de certaines phases minérales propres aux différentes altérites examinées.

Le **chapitre 8** fait état des travaux menés dans le Massif gabbroïque du Pallet. Cette étude décrit les propriétés pétrologiques et spectrales des différents faciès de gabbro qui y sont rencontrés. Une carte sur la distribution spatiale de chaque faciès au sein du Massif est ainsi proposée. Suite à cette étude de laboratoire, des mesures spectrales effectuées *in situ*, le long de deux coupes traversant le Massif, mettent en évidence les variations de faciès à cette nouvelle échelle, fixant le domaine de validité d'une étude hyperspectrale dans un tel environnement.

Le **chapitre 9** concerne les travaux menés sur la cartographie par télédétection hyperspectrale des principales unités lithologiques affleurant dans le Massif du Sumail. Pour parvenir à ce résultat, une nouvelle stratégie de cartographie est proposée. Celle-ci est basée sur la comparaison directe entre les

spectres de terrain et les spectres de l'image. Ces travaux, acceptés pour être publiés dans la revue *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, sont repris en intégralité dans ce document.

Le **chapitre 10** donne des informations complémentaires sur la réponse spectrale des lithologies affleurant en Oman. Les différentes patines d'altération sont examinées par spectrométrie à l'échelle de l'échantillon et de l'affleurement pour l'ensemble des lithologies

2. Contextes d'étude

L'étude des altérations de surface par spectrométrie est définie dans des régions présentant des caractéristiques climatiques et lithologiques très différentes. Néanmoins, elles permettent de garder la même problématique générale liée à la cartographie géologique à partir de données de télédétection hyperspectrale. La télédétection permet des études sur de grandes étendues. L'analyse doit par conséquent s'adapter aux objectifs et aux spécificités d'une région tout en combinant l'interprétation du signal et les connaissances de terrain. Ce chapitre introduit les contextes géologiques que caractérisent les deux sites tests choisis pour cette étude et rappelle la problématique pour chacun d'entre eux.

Les zones concernés dans ce travail correspondent d'une part à l'emprise géographique de l'AOC du Muscadet Sèvre et Maine situé à environ 20 km au sud-est de Nantes pour l'étude des altérites des différentes lithologies et la variation des faciès en surface et d'autre part au Massif de Sumail dans l'ophiolite d'Oman pour l'étude des altérations en milieu désertique et la discrimination lithologique.

2.1 Contexte géologique de la région Nantaise

2.1.1 Introduction

Sur le plan viticole et géographique, le pays nantais appartient à la basse vallée de la Loire. Néanmoins, du point de vue géologique, il fait partie du Massif Armoricaïn (Figure 1). Ce Massif représente les traces d'une ancienne zone de collision entre deux plaques lithosphériques au cours du Paléozoïque. Les roches impliquées dans cette collision continentale, datant du Briovérien (i.e., > 540 Ma) au Carbonifère (Matte, 1986), correspondent à des terrains sédimentaires et éruptifs fortement métamorphisés et plissés appartenant à plusieurs unités d'extension régionale recoupées par de nombreux batholites hercyniens. La pénéplation de cette chaîne hercynienne a été active durant le Mésozoïque façonnant la surface où sont venu se déposer des formations sédimentaires durant une grande partie du Tertiaire. L'histoire de cette région s'achève au Quaternaire avec la mise en place des recouvrements des plateaux qui constituent les formations argileuses d'altération des roches sous-jacentes.

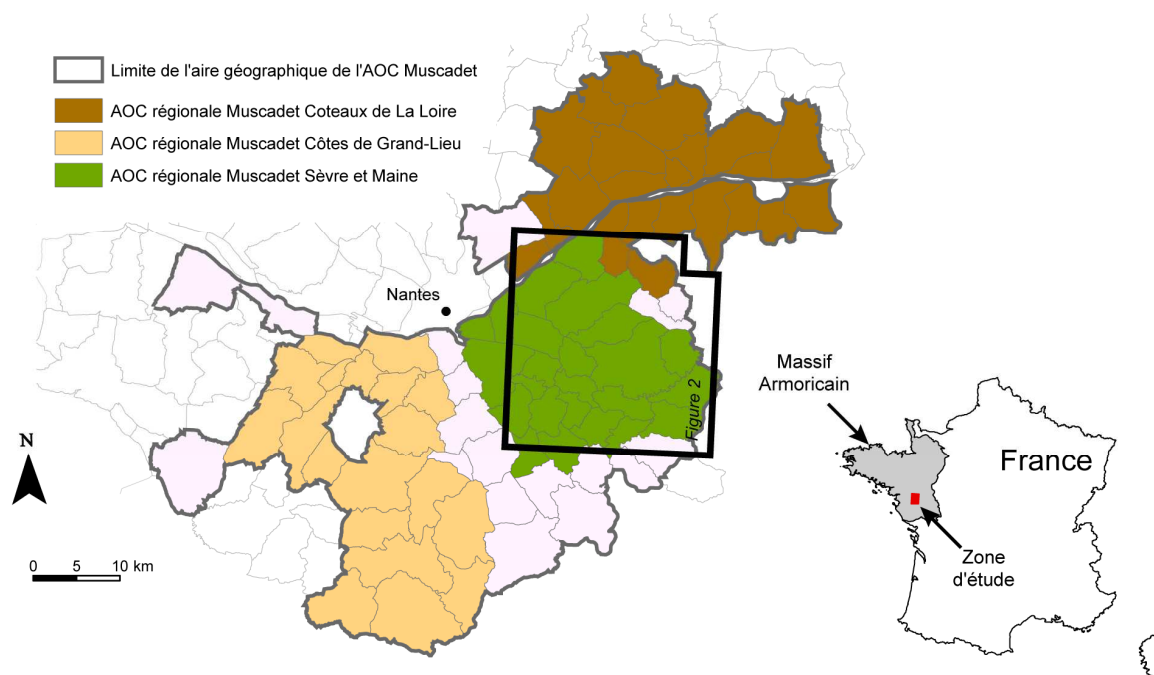


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude dans le Massif Armoricaïn et organisation géographique de l'AOC Muscadet (source : SDAOC). Le cadre noir montre le secteur correspondant à la Figure 2.

2.1.2 Géologie de la région nantaise

Les principaux ensembles lithologiques qui caractérisent la région située au sud-est de Nantes correspondent à la Nappe de Champtoceaux au sens large et au Massif gabbroïque du Pallet (Figure 2). Ces roches cristallines sont recouvertes par des roches sédimentaires cénozoïques ainsi que par des formations superficielles quaternaires.

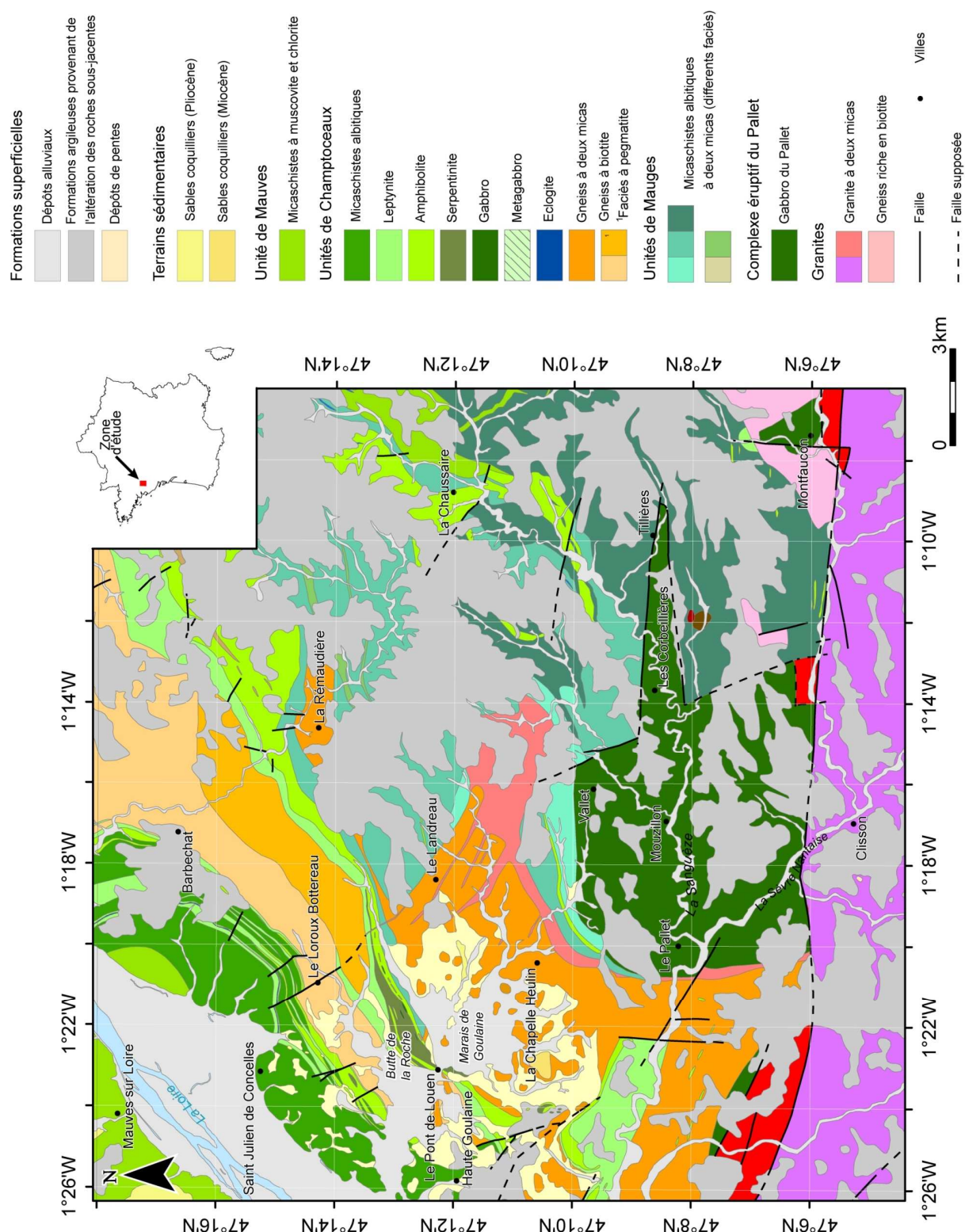


Figure 2 : Carte géologique du muscadet nantais [Synthèse effectuée à partir des cartes au 1:50000^{ème} de Clisson et de Vallet (Marchand et al., 1969 ; Forestier et al., 1982)]. Système de coordonnées utilisé WGS84 et la projection UTM zone 30N.

2.1.2.1 Formations du socle

La région de Champtoceaux est entourée, de part et d'autre de la Loire, par un ensemble de roches métamorphiques situées au sud des formations paléozoïques plissées du synclinal d'Ancenis (Figure 3). Ces formations dessinent une puissante voûture anticlinale parallèle à ce synclinal. L'âge de ce dispositif antiforme se déduit de son parallélisme avec le synclinal d'Ancenis. Il date des plissements hercyniens, période confirmée par la disposition, au cœur de cet anticlinal des granites hercyniens syntectoniques de la Chapelle-sur-Erdre qui caractérisent la zone sud-armoricaine (Figure 3). La région de Vallet est quant à elle caractérisée par des formations éruptives qui se manifestent par le Massif gabbroïque du Pallet (Figure 2).

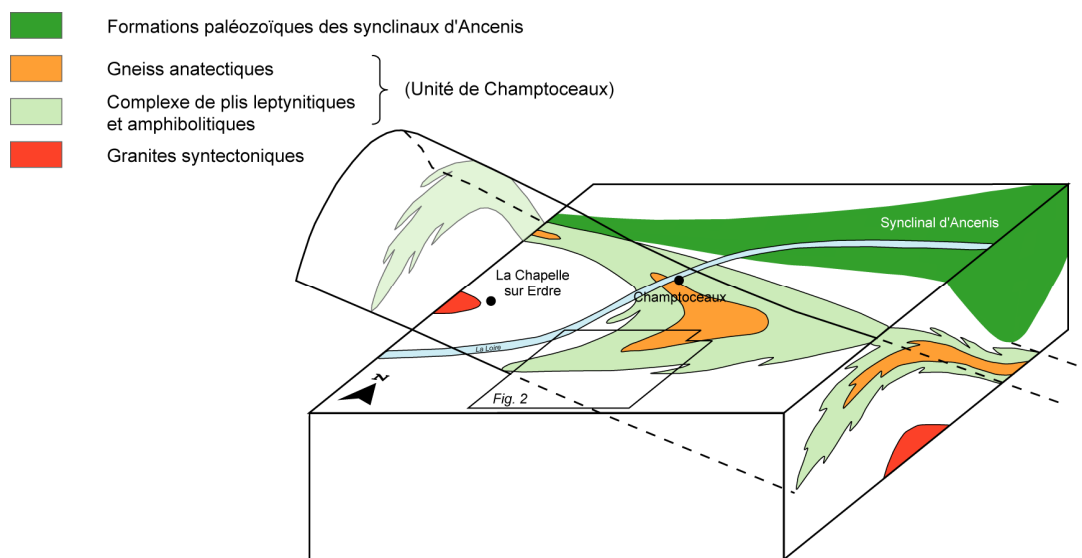


Figure 3 : Représentation schématique de la plongée axiale vers l'est de l'anticlinal de la Chapelle-sur-Erdre, parallèlement au synclinal d'Ancenis. Le contour des affleurements cristallophylliens dessinent sur le plan horizontal la projection, allongée comme une ombre, d'un vaste ensemble de plis couchés plus anciens : c'est la Nappe cristallophyllienne de Champtoceaux (d'après Cogné, 1966). Le cadre noir montre la situation de la zone d'étude par rapport à la Nappe Champtoceaux.

2.1.2.1.1 La Nappe de Champtoceaux

- Description de la structure

La "Nappe Cristallophyllienne de Champtoceaux" doit son nom à J. Cogné (1966). Il est le premier à avoir étudié cette structure (Figure 3) et il l'a défini comme une vaste voûture anticlinale orientée selon une direction est-ouest plongeant vers l'est. La nature des lithologies constituant cette Nappe a permis de la subdiviser en trois grandes unités qui sont du nord au sud :

- l'Unité de Mauves composée essentiellement de micaschiste à muscovite et chlorite ;
- le Complexe Cristallophyllien de Champtoceaux *sensu stricto* ;
- l'Unité de Mauges formée d'un ensemble de micaschistes satinés sérécito-chloriteux.

Le Complexe Cristalloghyllien est quant à lui divisée en trois unités :

- le flanc nord, composé essentiellement roches pélitiques et basiques (groupe de Drain-La Boissière) ;
- le flanc sud, de même composition que le flanc nord mais les roches sont cette fois-ci fortement étirées, boudinées et associées à des faciès amphibolitiques et éclogitiques (groupe du Cellier) ;
- un niveau intermédiaire moins déformé constitué d'un noyau gneissique qui passe latéralement à des leptynites et à des gneiss leptynitiques (groupe de Champtoceaux).

D'une manière schématique, le Complexe de Champtoceaux se présente comme un ensemble de noyaux gneissiques affleurant au milieu d'une série de micaschistes et de roches vertes.

Ensuite, les études menées dans la région ont permis d'une part de confirmer la structure en anticlinale du Complexe suite à son dépliage structural (Lagarde, 1978) et d'autre part de définir la partie centrale de la Nappe comme une extrusion antépaléozoïque d'un noyau gneissique en forme de tuiles romaines au sein du Briovérien (Diot, 1980).

Les travaux de Marchand (1981) résument finalement le Complexe de Champtoceaux comme une association intime des roches orthodérivées composées de granites, de gabbros et de tufs affectés par un métamorphisme mésozonal. Ces associations correspondent aux groupes de leptynites et d'amphibolites. Ces derniers travaux interprètent ce Complexe comme la trace d'une zone de cisaillement profonde favorisant la mise en place syntectonique de batholites acides et basiques. Ces derniers sont métamorphisés lors du chevauchement qui incorpore un matériel de base de croûte plus ancien ayant subi un épisode métamorphique de haute pression. Ces derniers résultats s'opposent alors aux premières interprétations proposées par Cogné (1966).

- ***Lithologies de la Nappe de Champtoceaux***

Les principales lithologies qui affleurent dans le secteur étudié correspondent à celles du Complexe Cristalloghyllien de Champtoceaux *sensu stricto* et à celles de l'Unité de Mauges (Figure 2). La composition des roches qui les définissent est synthétisée dans le Tableau 1.

Le Complexe Cristalloghyllien occupe le quart nord-ouest de la zone étudiée et est limitrophe des micaschistes de l'Unité de Mauves (Figure 2). La transition de cette lithologie vers les micaschistes albitiques du Groupe de Champtoceaux s'effectue par l'apparition progressive de biotite et de chlorite. À ces micaschistes, sont associés des leptynites qui forment des bandes peu épaisses et subparallèles entre Saint Julien de Concelles et Barbechat. Une deuxième bande de leptynites apparaît à l'est du Loroux-Bottereau coincée entre des gneiss et des amphibolites. La transition des gneiss vers les leptynites s'effectue par une zone intermédiaire composée par ces deux lithologies. Des lentilles concordantes ou des filons de gabbros sont observés au sud du Loroux-Bottereau dans les amphibolites et serpentinites de la Butte de la Roche. Ces corps gabbroïques apparaissent relativement

indemnes du métamorphisme subi par les autres roches sans doute par un effet écran créé par les serpentinites. Cette dernière lithologie a été étudiée par Cogné (1966) qui l'a défini comme une ancienne péridotite ayant subi un processus classique de serpentinitisation. Sa particularité est d'avoir héritée d'un réseau silicifié produit suite à des conditions climatiques plus chaudes durant le Tertiaire. Les amphibolites apparaissent intercalées dans les micaschistes albitiques à l'ouest de Barbechat ou au sud du Loroux-Botttereau le long d'un axe défini entre La Rémaudière et le Pont de Louen.

Tableau 1 : Synthèse des lithologies qui définissent les unités de Champtoceaux et de Mauges avec leur composition respective (d'après Cogné, 1966 ; Marchand et al., 1969 et Forestier et al., 1982).

Unité	Lithologie	Composition
Complexe de Champtoceaux <i>sensu stricto</i>	Micaschistes albitiques	albite + muscovite + chlorite + biotite ± grenat
	Gabbro	diallage + labrador/bytownite ± spinelle ± grenat ± ouralite
	Serpentinites	antigorite + amphibole chloritisée + magnétite + chlorites incolores + quartz
	Leptynites	quartz + plagioclase + microcline + biotite + muscovite
	Amphibolites	amphibole + zoïsite + oligoclase ± albite ± actinote ± chlorite ± calcite
	Gneiss anatectiques à biotite	biotite + muscovite + feldspath (microcline/oligoclase) + quartz.
Unité de Mauges	Micaschistes albitiques à deux micas	muscovite + chlorite + biotite + quartz ± albite ± grenat
	Gneiss du Landreau	muscovite + feldspath + quartz + chlorite

L'Unité de Mauges occupe la plus grande partie de la zone examinée. Les micaschistes albitiques à deux micas sont présents au nord-est et à l'est du Massif du Pallet. Cette lithologie est caractérisée par différents faciès dont le plus classique est quartzeux et feuilleté. Les autres faciès correspondent à des pôles extrêmes de ce faciès dit normal. Au nord-est de Vallet, au contact avec un granite, cette lithologie est caractérisée par de nombreux passés granitiques et pegmatitiques. Ces micaschistes voient apparaître progressivement des cristaux de feldspaths et augmenter la taille des paillettes de micas vers le sud-ouest définissant le gneiss du Landreau. D'épaisses séries d'amphibolites sont également présentes dans l'Unité de Mauges, observées autour de la Chausseraie jusqu'au nord-est de Vallet mais aussi autour de Haute Goulaine associées aux leptynites et au nord du Massif gabbroïque du Pallet.

2.1.2.1.2 Le Massif du Pallet

- Configuration générale

Le Massif du Pallet se situe entre Clisson et Vallet à environ 20 km au sud-est de Nantes (Figure 2 et Figure 4). Il a été défini comme un corps à contours anguleux suggérant un parallélogramme dont les diagonales font de 9 à 11 km (Lasnier, 1970). La partie nord-ouest est arrondie tandis que la partie

la plus orientale se prolonge sous la forme d'un cône vers la région de Tillières. Lasnier (1970) évoque une structure annulaire du Massif en rapport avec l'orientation des roches métamorphiques environnantes et d'une lame granitique encerclant le Massif à l'ouest et au nord (Figure 2). Au sud, le contact du Massif avec le granite de Mortagne se fait par faille. Dans le secteur étudié, celle-ci est sensiblement orientée est-ouest. Toutefois, en allant vers l'ouest, cet accident s'incurve progressivement pour prendre une direction sud-armoricaine nette.

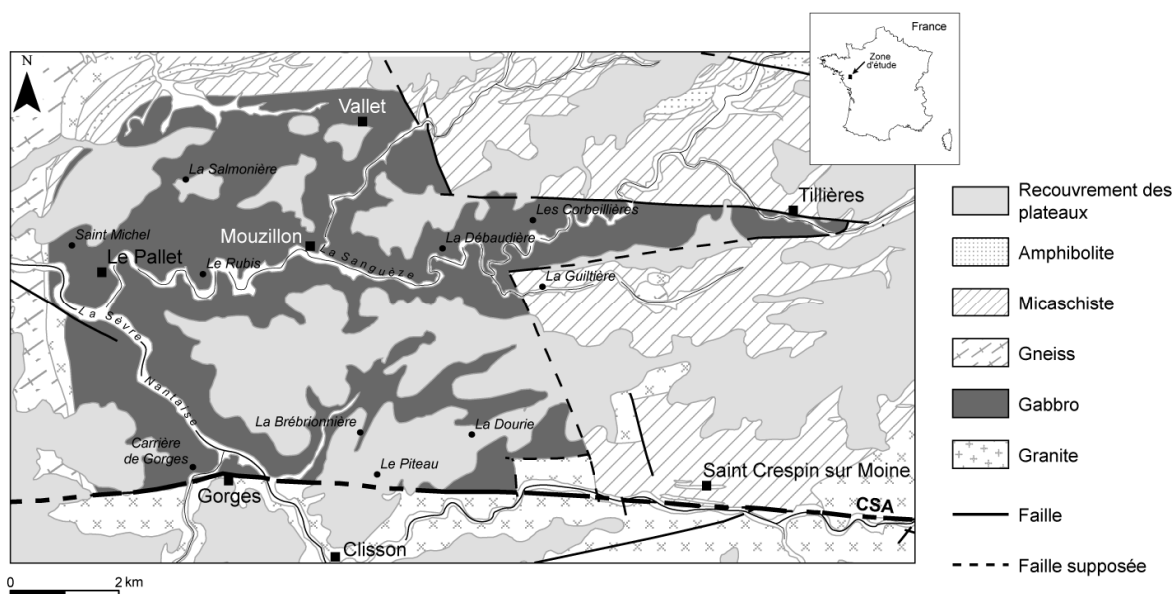


Figure 4 : Carte géologique simplifiée des formations affleurant autour du Massif gabbroïque du Pallet (synthèse effectuée à partir des travaux de Marchand et al., 1969 et Forestier et al., 1982). La faille en gras indique une branche du Cisaillement Sud Armoricaïn (CSA).

Les cartes gravimétriques ne montrent pas d'anomalie positive ($\rho = 2,7$) sur le Massif du Pallet bien que la densité des roches qui le constituent soit proche de 2,90 (Lasnier, 1970). Cela démontre l'absence en profondeur d'une masse suffisamment importante pour produire une anomalie positive susceptible d'être enregistrée comme dans le cas d'un batholite. Ce critère essentiel est utilisé comme un indice pour l'interprétation de la mise en place du Massif.

Le Massif est fortement entaillé par le réseau hydrographique (Figure 4). La Sèvre Nantaise incise le relief du sud-est vers le nord-ouest tandis que son affluent, la Sanguèze, le fait d'est en ouest. Les affleurements de gabbro les plus favorables pour pouvoir effectuer des prélèvements corrects de roche en place (i.e., arènes gabbroïques) sont rares (Figure 5a). Le gabbro est souvent recouvert soit par une altérite qui se développe *in situ* (Figure 5b) et qui peut parfois atteindre de fortes épaisseurs, soit par une couverture sédimentaire d'origine tertiaire (c.f., § 2.1.2.2). Dans ce dernier cas, des volantes de gabbro sont retrouvées en surface après y avoir été ramenées par un labourage intensif (Figure 5c). En raison de ces caractéristiques, la cartographie du Massif demeure très difficile et elle reste le plus souvent approximative.

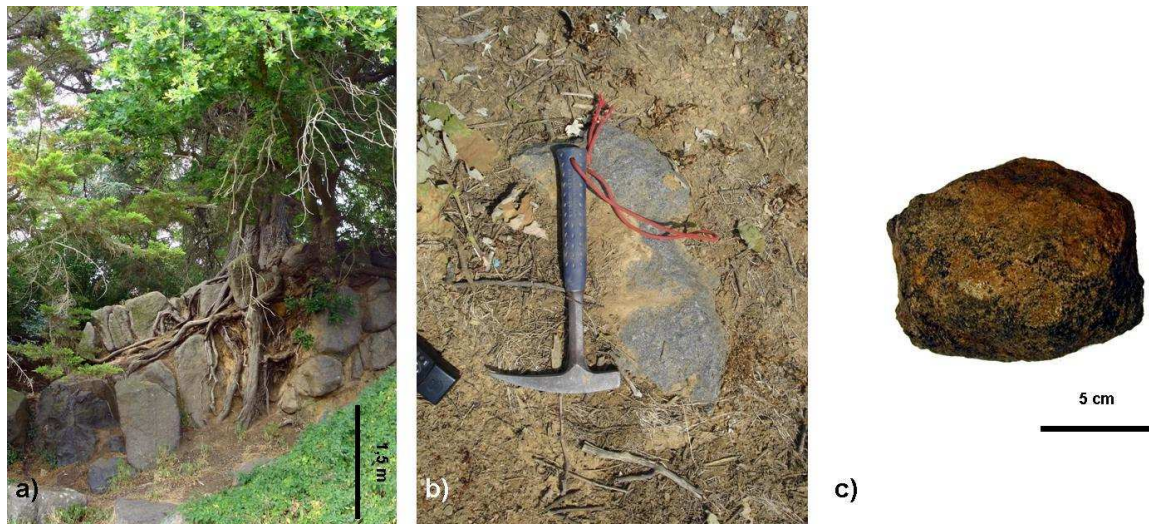


Figure 5 : Conditions d'affleurement du gabbro dans le Massif du Pallet : a) arène gabbroïque en place, b) affleurement recouvert par l'altérite de gabbro ou par des sédiments tertiaires, c) pierre volante de gabbro prélevée dans une parcelle.

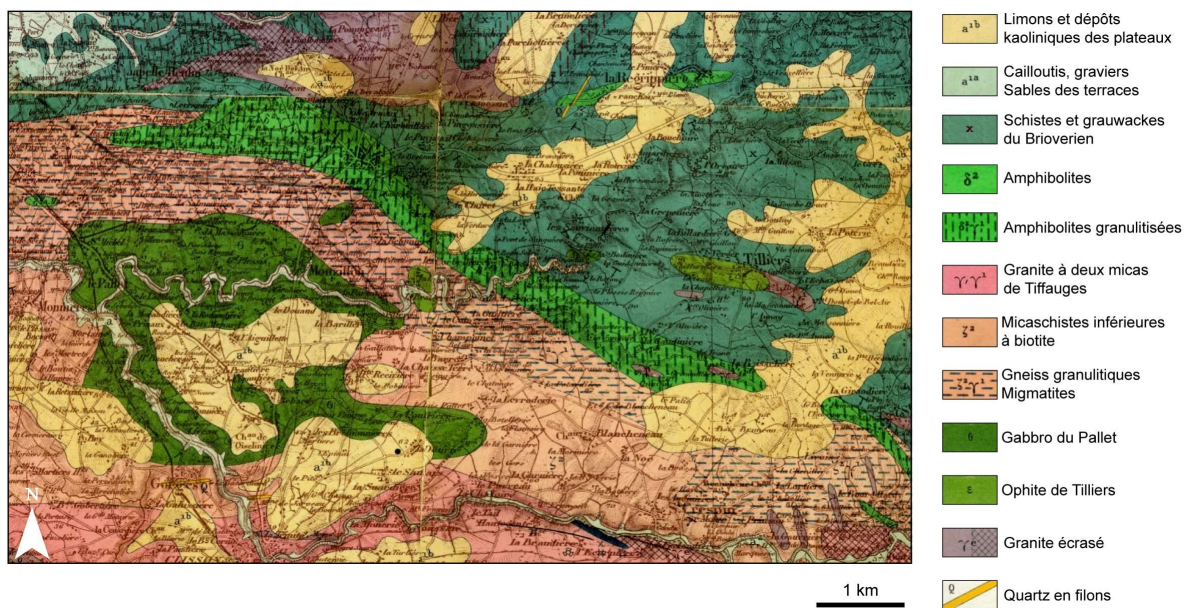


Figure 6 : Extrait de la carte géologique de Cholet au 1:80000^{ème} montrant l'étendue du Massif gabbroïque du Pallet selon Mathieu et Gabilly (1959).

- Etudes pétrologiques menées dans le Massif du Pallet

Le Massif du Pallet a suscité l'intérêt des géologues depuis déjà plus d'un siècle. Les premiers travaux ont été entrepris par Lacroix en 1887. Lors de ces travaux préliminaires, il a étudié de manière exhaustive les gabbros à olivine interprétés auparavant comme des diorites diallagiques¹. Il fut le premier à observer des structures coronitiques développées autour des olivines qui se manifestent lorsque ce minéral est au contact avec les plagioclases. Il interprète alors ces auréoles comme étant

¹ Diallage : isomorphe du diopside.

constituées par de la trémolite (Lacroix, 1887). Quelques années plus tard, il conteste cette composition lors d'une étude plus approfondie sur les différentes variétés de gabbro qui affleurent dans le Massif (Lacroix, 1899). Il suggère alors des auréoles composées de pyroxène semblables à celles observées dans des gabbros de Norvège. Les analyses chimiques de l'époque n'étant pas aussi performantes emmenèrent Lacroix à refaire une recherche supplémentaire publiée en 1918.

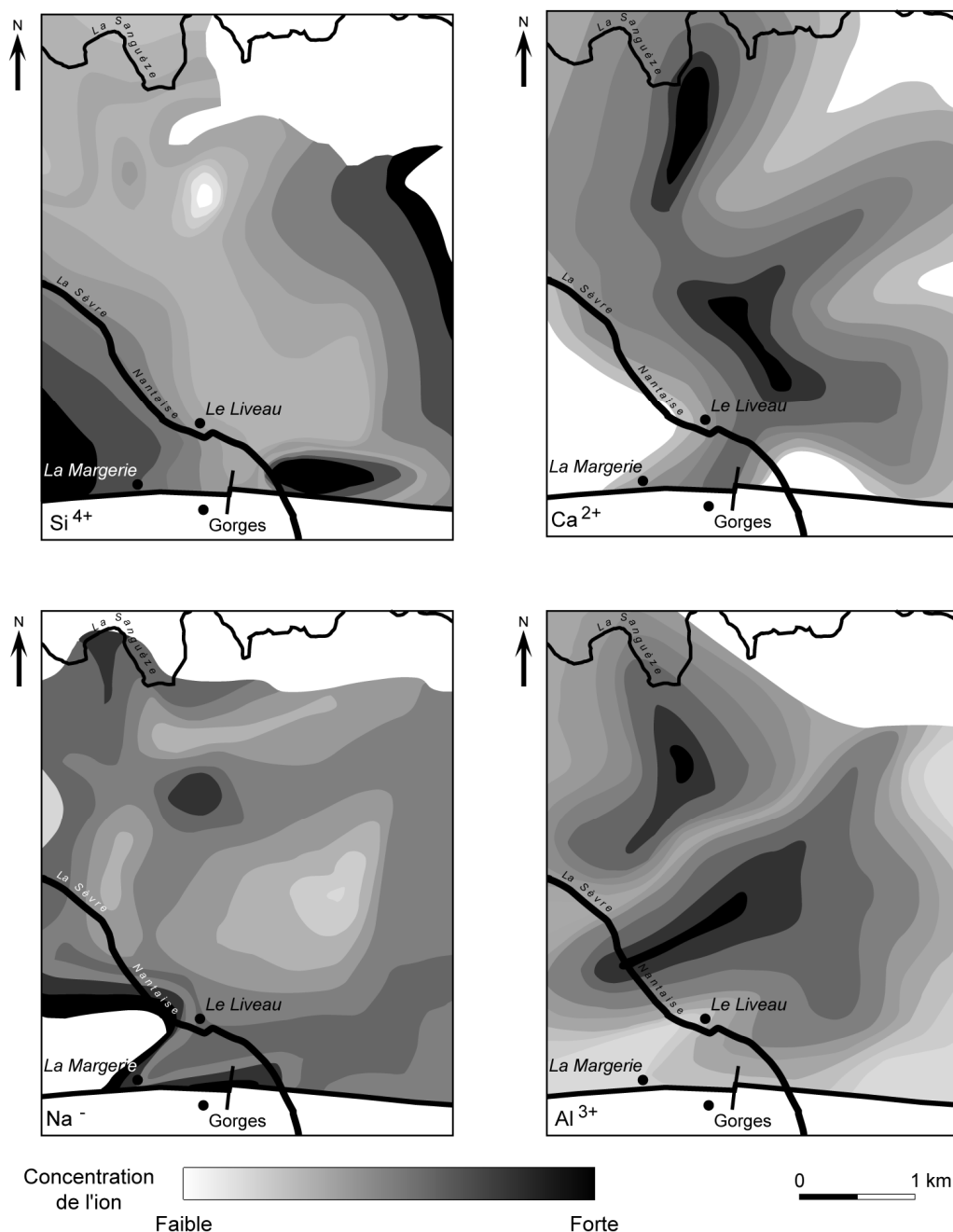


Figure 7 : Exemples de cartes d'isoconcentration des ions Si^{4+} , Al^{3+} , Ca^{2+} et Na^+ établies pour le Massif du Pallet par Brillanceau (1964).

L'étendue et la limite de ce Massif furent définies par Mathieu et Gabilly (1959) lors de la levée de la carte géologiques de Cholet au 1:80000^{ème} (Figure 6). Ils décrivirent cette roche comme un gabbro noir à olivine dont certains lieux peuvent présenter un caractère noritique. Par ailleurs, leurs observations de terrain effectuées à l'est du Massif suggérèrent à l'époque une série de formations de roches vertes à composition basique. C'est notamment le cas de la lame d'amphibolites granulitisées qui s'étend de l'ouest de Vallet jusqu'au nord-est de Saint Crespin sur Moine, séparée du gabbro du Pallet par des gneiss granulitiques et des migmatites mais aussi des corps de diabases à texture ophitique formant des massifs isolés à contours ovales dont l'un se situe à proximité de Mouzillon et l'autre dans les environs de Tillières, au sein des schistes et grauweekes du Briovérien.

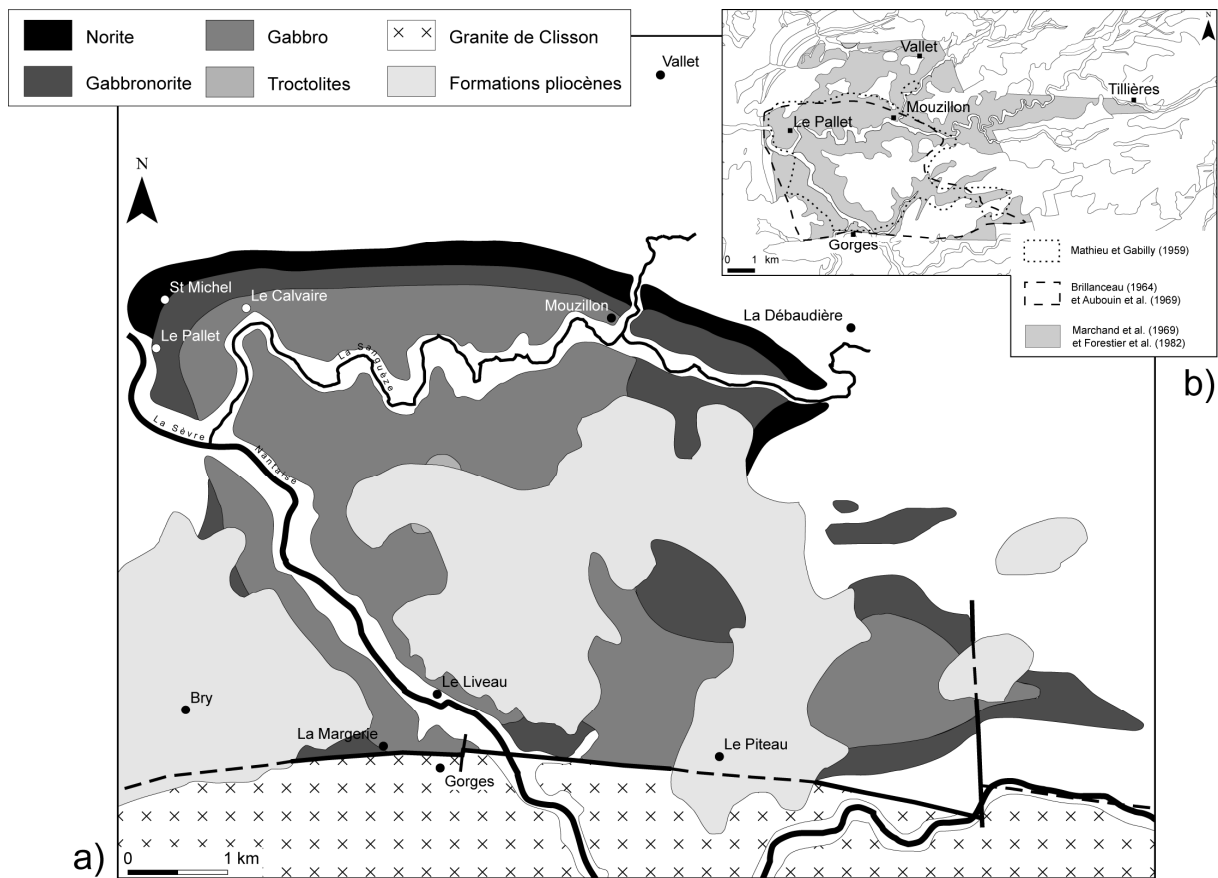


Figure 8 : (a) Pétrographie du Massif du Pallet d'après Brillanceau (1964) interprétée plus tard par Aubouin et al. (1969). (b) Limites du Massif du Pallet d'après d'autres études.

Afin de dégager les principales caractéristiques de ce Massif en améliorant la connaissance sur sa chimie, Brillanceau (1964) effectua plus tard une série d'analyse sur 24 échantillons représentatifs du cœur de celui-ci. Il arrive à mettre en évidence des variations de composition à partir des pourcentages ioniques des éléments majeurs (i.e., Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K) qu'il expose sous la forme de courbes théoriques d'isoconcentration. Les quatre cartes les plus significatives sont illustrées sur la Figure 7.

Elles montrent que de faibles concentrations en Si^{4+} subsistent au cœur du Massif et tendent à croître vers la périphérie. De tels résultats ont été interprétés par la présence de troctolites au milieu du Massif compatible avec les fortes teneurs en olivine. Un comportement inverse est observé pour l'ion Ca^{2+} . Les plus fortes concentrations qui s'orientent selon un axe N130-150° se trouvent au centre de la zone étudiée pour décroître vers la périphérie. De plus, la carte de l'ion Na^+ montre une distribution opposée de cet élément par rapport à l'ion calcium. Ces résultats permettent de mettre en évidence la présence de feldspaths plagioclases dont la composition est plutôt basique au cœur du Massif et évolue vers des compositions plus acides vers la bordure. Les cartes de ces deux ions ne se superposent pas parfaitement car ils sont retrouvés dans d'autres espèces minérales (e.g., pyroxènes, amphiboles) qui sont distribuées différemment dans le Massif. Les fortes concentrations en Al^{3+} au centre du Massif confirment la présence d'une phase alumineuse tel que le feldspath. Les plus fortes teneurs s'orientent également selon un axe NNW-SSE. Cependant, deux secteurs sont individualisés par une diminution des concentrations selon un axe orienté N70°, interprété par Brillanceau (1964) comme étant lié aux directions structurales du Briovérien inférieur. Cette différenciation est observée sur la carte du Ca^{2+} , elle est plus marquée pour celle de l'ion Al^{3+} .

La première carte détaillée illustrant les variations du gabbro dans le Massif du Pallet est celle proposée par Aubouin et al. (1969) (Figure 8a). Sa conception a été effectuée à partir de la carte d'ensemble et des courbes d'isoconcentration des éléments proposées par Brillanceau (1964). Depuis le centre et en allant vers la périphérie, Aubouin et al. (1969) rencontrent successivement :

- des gabbros riches en olivine (i.e., troctolites) ;
- des gabbros à clinopyroxènes dominants avec une texture ophitique définie par des baguettes de labrador, de l'olivine, de la hornblende brune primaire et des opaques ;
- des gabbronorites² contenant des clino- et orthopyroxènes en parts égales préservant une texture ophitique avec de l'olivine qui demeure en de plus faibles quantités ;
- des norites (i.e., gabbros à hypersthène) à texture grenue, dont aux cristaux d'hypersthène s'ajoutent de la biotite et du quartz, formant une bande en périphérie qui fait quelques centaines de mètres de large.

Cette distribution emmena Aubouin et al. (1969) à définir une différenciation entre ces roches basiques vers des roches plus saturées.

Les travaux de Lasnier (1970) ont plus tard précisé la composition minéralogique des couronnes qui se forment autour des olivines.

Les derniers travaux connus à ce jour dans le Massif sont ceux effectués par deux équipes du BRGM (Marchand et al., 1969 ; Forestier et al., 1982) lors des levés des cartes géologiques au 1:50000^{ème} de Vallet et de Clisson (Figure 8b). L'extension réelle du Massif est finalement définie. La synthèse de ces deux cartes suggère une surface plus vaste par rapport à celle qui a été évoquée par

² Anciennement appelées hypérites car l'espèce minérale majeure est souvent l'hypersthène.

Mathieu et Gabilly (1959) et Aubouin et al. (1969). Marchand et al. (1969) ainsi que Forestier et al. (1982) intègrent dans leur description les variations de gabbros présentées lors des études précédentes. En revanche, ils proposent un passage vers un faciès plus riche en amphibole vers la périphérie en incorporant la série de corps basiques observés par Mathieu et Gabilly (1959). Ils soulignent le développement de pegmatites graphiques et de filons granitiques provenant des corps acides qui entourent le Massif. Leur extension serait souvent surestimée du fait que ces intrusions résistent mieux à l'altération par rapport au gabbro.

À l'heure actuelle, aucune carte ne synthétise réellement la limite des nombreuses variations de gabbro observées par l'ensemble de ces travaux suggérant le besoin de reprendre l'étude pétrologique dans le Massif pour améliorer sa connaissance et sa cartographie.

- *Hypothèses de formation*

De nombreuses hypothèses sur la mise en place du Massif ont été proposées au cours du temps. Les interprétations sur la formation de celui-ci ont évolué depuis un siècle comme les connaissances dans le domaine des Sciences de la Terre. Dans un premier temps, ce Massif a été considéré comme ayant une origine purement éruptive. Lacroix (1899) a assimilé les phénomènes de coronitisation à des processus exclusivement magmatiques. Brillanceau (1964), puis Aubouin et al. (1969) suggèrent un laccolithe différencié non enraciné. Ce corps se serait édifié par mobilisation sur place d'anciens épanchements ophiolitiques et diabasiques du Briovérien inférieur. Enfin, Lasnier (1970), qui se focalise sur les phénomènes de coronitisation, démontre que le Massif est atteint par un épisode métamorphique dans le sens de l'amphibolitisation arrivant au faciès granulite. Il préfère y voir la mise en place discordante dans l'encaissant d'une intrusion laccolitique basique qui serait postérieure ou contemporaine du déclin de l'épisode métamorphique de type catazonal (i.e., haute P et T) qui affecte les formations encaissantes (e.g., gneiss). L'ensemble est ensuite retromorphosé au faciès amphibolite, puis migmatitisé. Le cœur du Massif resterait relativement bien préservé de ce dernier épisode. Seul la périphérie en serait atteinte et sa propagation serait favorisée par un réseau de fissures et de diaclasses. La biotitisation et le phénomène d'ouralitisation observés ne s'exprimeraient que de manière locale. Les filons de pegmatites pénètrent profondément le Massif suite à la mise en place du granite de Mortagne au sud il y a environ 313 ± 15 Ma, durant le carbonifère supérieur (Guineberteau, 1984). Enfin, des déformations tectoniques atteignent l'extrême sud de ce corps, au contact avec le corps granitique (Guineberteau et al., 1987), et représentent l'ultime phase de son évolution.

2.1.2.2 Formations sédimentaires

La Loire-Atlantique est l'une des régions du Massif Armoricaïn où les transgressions survenues depuis le Crétacé furent les plus nombreuses, les plus étendues et les plus durables. Néanmoins, les seuls témoins de différentes avances marines dans la région étudiée demeurent piégés dans le Marais de Goulaine, divisé en deux parties égales par un éperon de serpentinites (Figure 2).

Le Tertiaire du Massif Armoricaire a fait l'objet d'une importante bibliographie comprenant plusieurs synthèses sédimentologiques (Durand, 1960) et paléoclimatiques (Estéoule-Choux, 1970). Néanmoins, les problèmes relatifs aux formations tertiaires dans la région sont indissociables de ceux traités dans ces synthèses réalisées à l'échelle du Massif Armoricaire. Les études locales menées sur les formations sédimentaires dans la région se réservent aux notices des cartes géologiques au 1:50000^{ème} de Vallet et de Clisson ainsi qu'aux travaux exhaustifs de Sellier (1985) au nord de Nantes. Cette dernière étude a permis d'approfondir les connaissances sur les rejeux tectoniques, la dynamique sédimentaire et les altérations de surfaces de l'Eocène à nos jours dans la région.

À la suite de l'élaboration de la surface post-hercynienne, une grande partie du Massif Armoricaire est restée exondée pendant tout le secondaire. Le relief, atténué en l'absence supposée de rejeux tectoniques, se présentait comme une vaste plate-forme ayant subi l'action des climats latérisants qui régnaient au Crétacé (Estéoule-Choux, 1970). Un tel milieu aurait permis l'altération profonde de la surface post-hercynienne ainsi que la formation de grandes quantités de kaolinite. Ces conditions climatiques agressives se seraient prolongées jusqu'au Paléogène permettant l'épaississement des sols. Bien que les dépôts oligocènes dans leur ensemble soient absents dans la zone étudiée (sans doute érodés), ce type de formations dans le Massif Armoricaire suggère une sédimentation essentiellement biochimique et chimique (argile et calcaires) de type lagunaire ou marin dans une ambiance climatique chaude (Durand et Estéoule-Choux, 1974). Le Miocène mal connu dans la région nantaise en raison de la rareté et de l'imprécision stratigraphique des dépôts présents est caractérisé par un seul gisement dans le Marais de Goulaine (Figure 2). Les formations calcaires qui y sont présentes sont assimilées aux Faluns d'Anjou. Ils se seraient déposés sous l'influence d'un climat chaud devenu progressivement aride et défavorable à l'altération (Durand, 1960 ; Estéoule-Choux, 1970). Des sables coquilliers datant du Rédonien (Pliocène) sont également présents dans le Marais de Goulaine. En revanche, leur étendue est beaucoup moins importante que celle du Miocène. Leur sédimentation s'effectue dans des eaux peu profondes dans un milieu tempéré chaud, mais moins chaud et plus humide qu'au Miocène (Estéoule-Choux, 1970). Les sables rouges datant également de cette période comprennent des étendues vastes et se répartissent sur les plateformes les plus basses comme sur les plus élevées. La plupart de ces dépôts figurent sur les cartes au 1:50000^{ème} mais leur connaissance demeure néanmoins lacunaire (Sellier, 1985).

Les formations superficielles quaternaires comprenant les dépôts de pente correspondent à des zones d'éboulis contenant des fragments de roche situés dans les environs du Marais de Goulaine remaniés avec des formations éocènes et accessoirement à des éléments de roches sous-jacentes. Les recouvrements de plateaux correspondent aux formations argileuses d'altération des roches sous-jacentes. Vers l'est, ces dépôts recouvrent la plupart des surfaces culminantes alors que vers l'ouest, ces dépôts sont moins épais. Cette formation hétérogène témoigne d'un passage progressif de la roche sous-jacente aux formations argileuses de surface, mais d'une manière générale, ces dépôts situés dans

les interfluves sont composés par des dépôts argilo-sableux contenant des éléments de roche et des galets de quartz. Ces niveaux présentent des traces d'altération éolienne en climat froid et aride.

Les études sédimentologiques dans la région ont démontré que le socle a été exposé à différentes conditions climatiques, à savoir d'un climat chaud à l'Oligocène pour un climat froid et aride au début du Quaternaire, ce qui implique que sa surface se soit altérée différemment. L'absence de formations tertiaire suggère son érosion ou une absence de dépôt favorisant alors l'exposition de ce socle.

2.1.2.3 Synthèse sur les travaux de cartographie dans la région

La cartographie de la région remonte à 1896 avec la levée de la première carte au 1:80000^{ème} (Bochet, 1896) reprise plus tard par Mathieu et Gabilly (1959) suggérant de légères modifications pour la région étudiée. Les travaux de Cogné (1966) sur la "Nappe de Champtoceaux" et ceux de Brillanceau (1964) et Lasnier (1970) sur le gabbro du Pallet sont à ce jour les principales études qui approfondissent les connaissances sur les limites des faciès à une échelle plus grande. Les cartes géologiques au 1:50000^{ème} de Vallet (Marchand et al., 1969) et de Clisson (Forestier et al., 1982) constituent les seuls documents illustrant la géologie de la région permettant d'avoir une vue d'ensemble. La Figure 2 est une synthèse de ces deux feuilles et permet une représentation homogène sur l'ensemble des formations géologiques affleurant au sein du vignoble. Néanmoins, elle ne met pas en évidence les variations minéralogiques décrites précédemment. La cartographie dans la région n'a pas été reprise depuis plus de 20 ans montrant le réel besoin d'améliorer les connaissances sur la cartographie à une plus petite échelle.

2.1.3 Problématique de l'étude effectuée dans l'AOC Muscadet

Un terroir viticole est défini comme étant la plus petite surface de vignoble utilisable dans la pratique et dans laquelle la réponse de la vigne est reproductible à travers le vin (Morlat et Salette, 1989). Ce terme est souvent associé à la géologie, à la pédologie et à la climatologie et fait appel à la notion de limite géographique. Ainsi les procédures de la délimitation géographique relèvent d'un problème spatial (Vaudour, 2003). Par conséquent, pour être valorisé, un terroir doit être spatialement délimité et reconnaissable.

La nature de la roche-mère apparaît comme l'un des principaux critères pour définir des appellations d'origine contrôlée (AOC). Dans l'appellation régionale du Muscadet nantais trois principales appellations sous-régionales ont été à ce jour définies (Figure 1) et correspondent à :

- l'AOC Muscadet Coteaux de la Loire ;
- l'AOC Muscadet Côtes de Grand-Lieu ;
- l'AOC Muscadet Sèvre et Maine.

Afin d'améliorer la qualité du vin dans cette appellation régionale, le Syndicat de Défense des Appellations d'Origine Contrôlées Muscadet (SDAOC Muscadet) se focalise sur la définition de cuvées spéciales telles que les appellations communales (i.e., répartition de parcelles sur quelques

communes) et de niveau quatre (i.e., exploitation qui ne concerne qu'une seule ou quelques parcelles). Cela requière par conséquent une bonne connaissance de la géologie du terroir et plus particulièrement à l'échelle d'une parcelle. Cependant, les cartes géologiques existantes à ce jour sont représentatives d'une échelle inférieure à celle de la parcelle (Figure 2) créant ainsi des imprécisions sur la composition exacte de la nature du socle à une échelle plus réduite. De plus, le climat tempéré humide qui domine actuellement dans la région favorise la formation d'une altérite à partir des roches masquant l'affleurement des roches sous-jacentes. Les formations superficielles viennent parfois s'y mêler rendant leur cartographie encore plus compliquée. Ces contraintes témoignent du manque de motivation pour reprendre la cartographie dans la région.

Dans un tel contexte, la télédétection hyperspectrale peut s'avérer être un outil efficace pour établir des cartes géologiques rigoureuses. En effet, l'échelle définie par une image hyperspectrale semble tout à fait adaptée à l'étendue d'une parcelle. De plus, la disposition de la vigne (i.e., en rangs) ainsi que le désherbage de la surface permettent un affleurement favorable de roches et des altérites ce qui facilite l'application d'une telle technique (Figure 9).

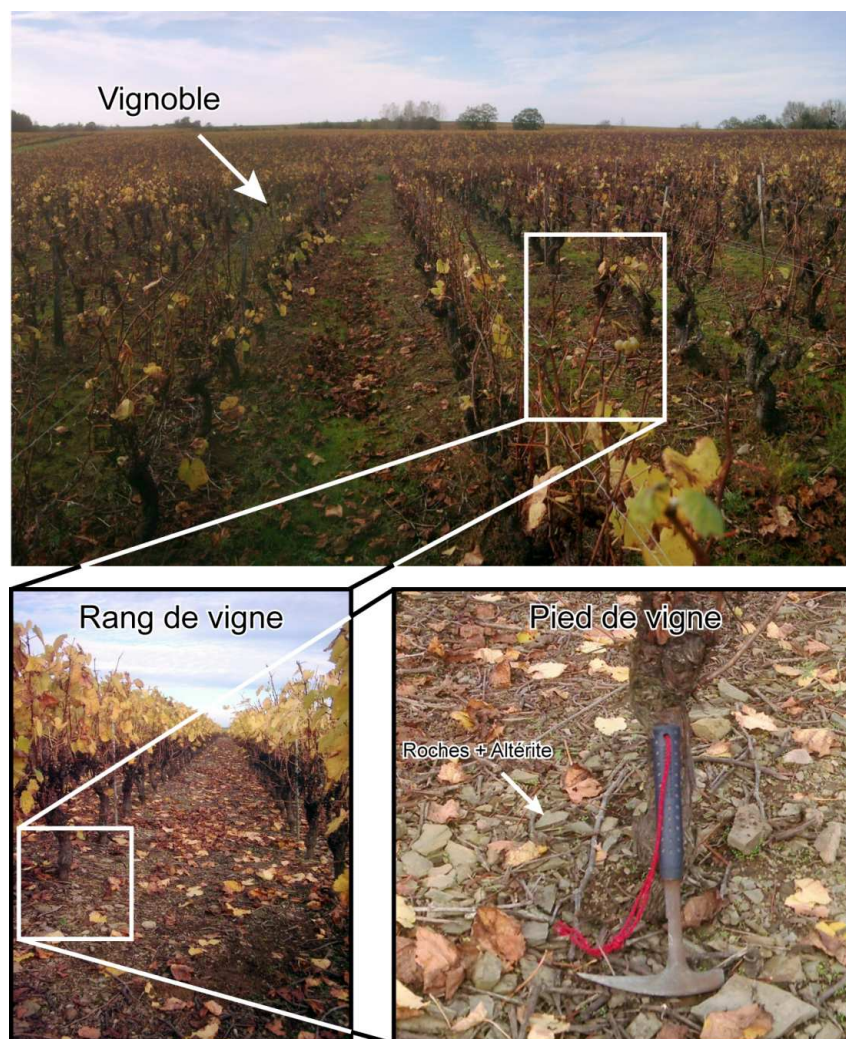


Figure 9 : Configuration du vignoble. Entre les rangs de vigne, les roches et les altérites affleurent.

Ce travail s'inscrit dans une étude préliminaire de cartographie par télédétection dans la région préparant le terrain pour une future campagne aéroportée. Un intérêt particulier est porté sur les formations géologiques présentes dans l'appellation Sèvre et Maine puisqu'elle représente le berceau de l'appellation Muscadet.

Cette étude s'attarde dans un premier temps à comprendre l'altération de la roche fraîche en profondeur jusqu'en surface. Cette tâche est effectuée à l'aide d'un échantillonnage systématique sur les principales lithologies de la région afin de déterminer le spectre de la roche et l'assemblage minéralogique de départ, à partir duquel le sol s'est formé. Le sol est ensuite étudié selon une approche pédologique à partir de profils verticaux creusés au sein des altérites. Pour chaque horizon d'un sol, des échantillons sont prélevés afin de déterminer par spectrométrie sa composition minéralogique validée par des analyses complémentaires aux DRX. Ainsi des relations pourront être mises en évidence entre les critères présents en surface et ceux présents dans la roche. Cette partie sera traitée dans le chapitre 7.

L'étude se poursuit ensuite au sein du Massif gabbroïque du Pallet afin de mettre en évidence la variation latérale de faciès au sein d'une même formation. En effet, ce Massif constitue l'une des unités lithologiques les mieux documentées en ce qui concerne la cartographie. Après avoir défini spectralement l'ensemble des faciès qui le constituent, des profils longitudinaux de terrain permettront de simuler la signature qui serait enregistré lors d'une campagne aéroportée. Cette partie sera traitée dans le chapitre 8.

Ainsi, cette étude pourra répondre à la possibilité d'accomplir une carte géologique en utilisant cette technique dans la région.

2.2 Contexte géologique de l'ophiolite d'Oman

2.2.1 Introduction

La fermeture de l'océan Téthysien s'est produite durant le Mésozoïque et le Cénozoïque entraînant la collision des plaques eurasiatique et arabo-africaine (Stampfli et Borel, 2002). Cet événement a été succédé par une obduction qui a permis la formation d'une chaîne de montagnes de type alpin. Elle s'étend actuellement de la Méditerranée jusqu'au Tibet (Figure 10).

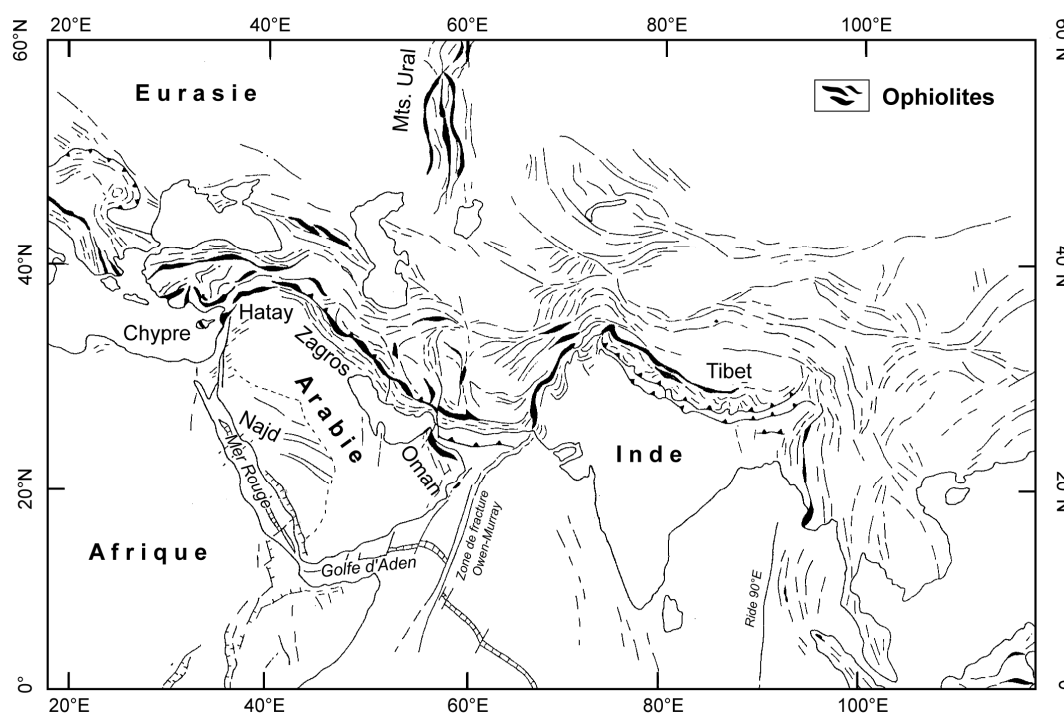


Figure 10 : Carte structurale d'une partie de la chaîne plissée Alpino-Himalayenne montrant la localisation de la plaque Arabique et la répartition des ophiolites le long de la suture alpine (extrait de Coleman, 1981).

Les montagnes d'Oman se situent à l'est de la péninsule arabique et occupent les territoires du Sultanat d'Oman et des Emirats Arabes Unis (Figure 11). Elles forment une chaîne en forme d'arc longue de 700 km et large de 50 à 140 km qui s'étale du Déroit d'Hormuz au nord jusqu'au Ras Al Hadd à l'est, parallèlement à la côte du Golfe d'Oman. Les plus hauts sommets de ces montagnes culminent à 3000 mètres au niveau du Jabal Al Akhdar.

La plaque arabique où se trouvent ces montagnes est aujourd'hui entourée par un certain nombre de structures actives telles que (Figure 10) :

- la faille transformante d'Owen-Murray à l'est,
- les zones d'accrétion de la Mer Rouge et du Golfe d'Aden au sud,
- la collision continent-continent entre la plaque arabe et l'Iran central au nord, au niveau de Zagros (Stöcklin, 1968 ; Ricou, 1976 ; Stoneley, 1990).

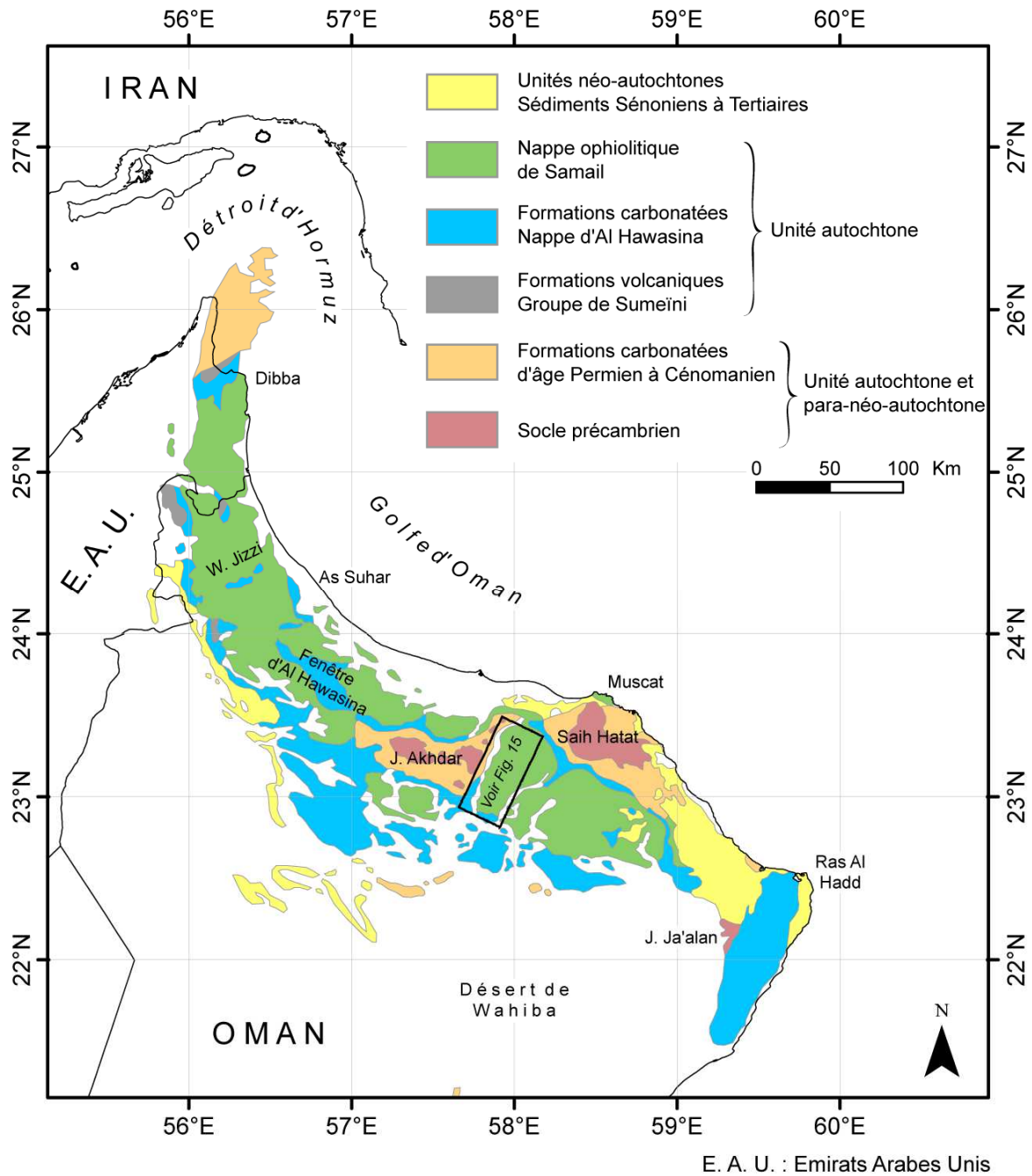


Figure 11 : Localisation des montagnes d'Oman ainsi que des principales unités lithologiques qui la définissent (modifié d'après Glennie et al., 1974). Le rectangle situe le Massif de Sumail dans l'ophiolite qui est décrits plus en détail dans la Figure 15.

Dans ce contexte géodynamique, les montagnes d'Oman constituent l'un des seuls complexes ophiolitiques se situant en dehors d'une zone de suture. Ce trait caractéristique a permis la préservation des structures primaires de ce fragment de lithosphère océanique des déformations créées lors de la collision. Cette chaîne constitue par conséquent un véritable laboratoire à ciel ouvert pour des études géologiques, géophysiques et de télédétection. Un grand nombre de travaux se sont donc

attachés à la cartographier afin de reconstituer la séquence ophiolitique la plus complète possible permettant la compréhension des processus qui ont lieu de nos jours dans une lithosphère océanique.

2.2.2 Formation de l'ophiolite et unités lithologiques affleurant dans les montagnes d'Oman

2.2.2.1 Formation de l'ophiolite d'Oman

L'ophiolite d'Oman est un fragment de lithosphère océanique formé dans un centre d'accrétion (Figure 12a) durant l'Albien et l'Aptien (~95-100 Ma) (Glennie et al., 1974 ; Tilton et al., 1981 ; Tippit et al., 1981). La position actuelle de cette séquence ophiolitique résulte d'un détachement intra-océanique ayant eu lieu à proximité d'une dorsale et produite pendant la phase d'accrétion (Figure 12b et c) (Lanphere, 1981 ; Montigny et al., 1988). Durant le Maastrichtien (~70 Ma), cet événement a été suivi de l'obduction de la marge sud Eurasiatique sur la plaque Arabique, située au sud-ouest (Figure 12c et d) (Coleman, 1981 ; Coleman et Hopson, 1981). L'exposition actuelle de l'ophiolite d'Oman (Figure 12e) résulte d'un soulèvement récent de la chaîne qui a débuté au Miocène (Glennie et al., 1974).

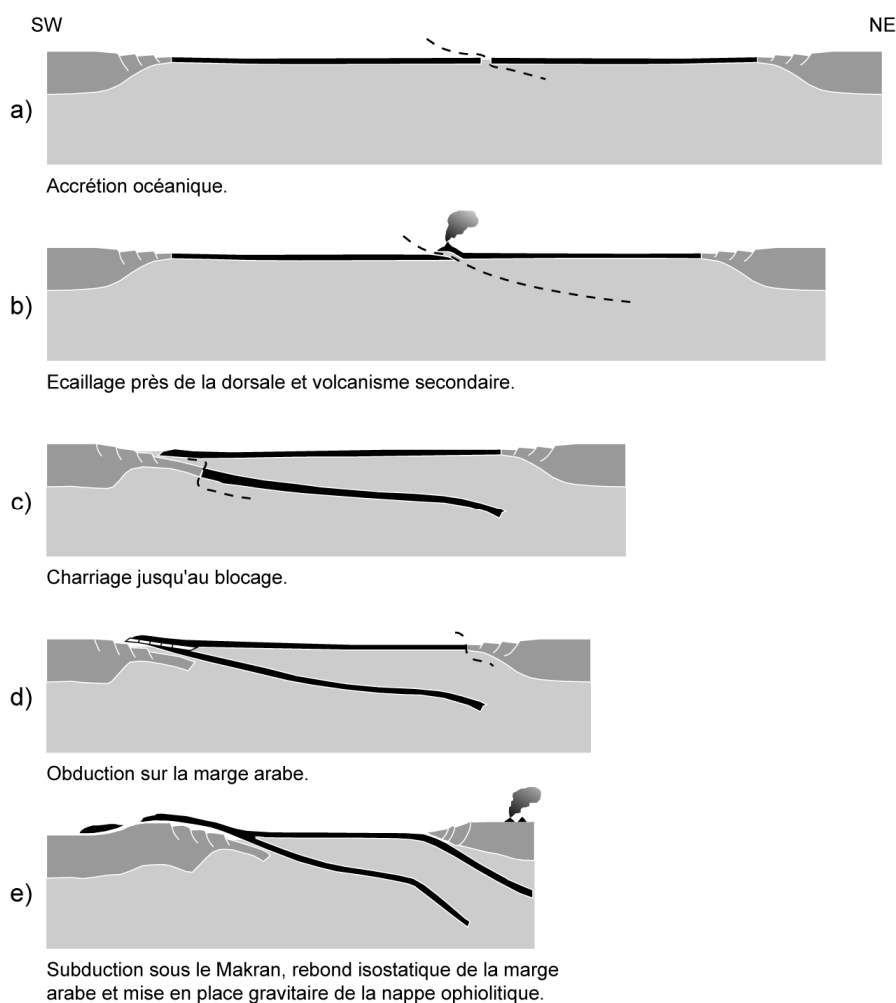


Figure 12 : Histoire de l'emplacement de l'ophiolite d'Oman (Nicolas, 1990).

Certaines discussions défendent la contemporanéité du détachement avec l'accrétion océanique (Nicolas, 1989). En effet, il est incontestable que sa mise en place ait eu lieu à proximité d'un segment de ride. Ceci explique les difficultés de dissociation entre le magmatisme lié à l'axe et le magmatisme tardif de mise en place (Ernewein et al., 1988 ; Juteau et al., 1988).

2.2.2.2 Unités lithologiques affleurant dans les montagnes d'Oman

2.2.2.2.1 Les principales unités

Les travaux de Lees (1928) ont permis de définir les principales unités géotectoniques des montagnes d'Oman. Une série d'études sont venues plus tard les préciser et les compléter (e.g., Glennie et al., 1974 ; Lippard et al., 1986 ; Rabu et al., 1993). Les montagnes d'Oman ont ainsi été divisées en quatre grandes unités parmi lesquelles se trouvent les ophiolites (Figure 11 et Figure 13) :

- L'unité autochtone et para-autochtone

Elle est constituée d'un socle précambrien de composition schisto-gneissique et de formations sédimentaires carbonatées d'âge Permien à Cénomanién.

- L'unité allochtone sédimentaire et volcanique

Cette unité est définie par le groupe de Sumeïni (Watts et Garrison, 1986) et par les Nappes d'Al Hawasina constituées de dépôts de plate-forme et de plaine bathyale. Ces deux unités sont datées du Permien au Crétacé supérieur.

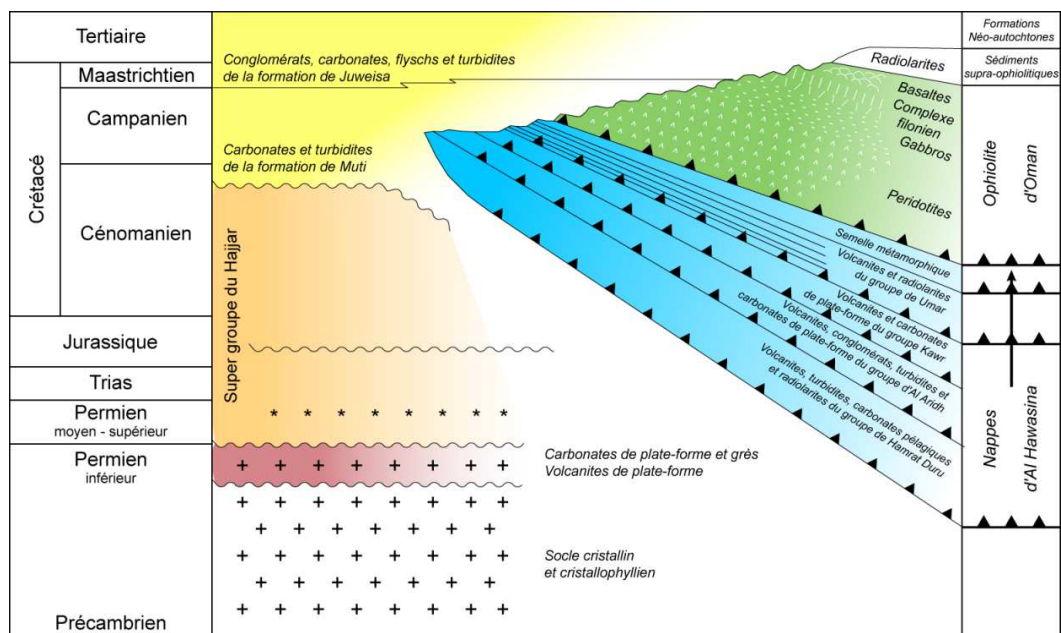


Figure 13 : Schématisation des principales lithologies des différentes unités affleurant dans les montagnes d'Oman et la position tectonique des nappes allochtones (modifié d'après Searle et Malpas, 1980 ; Ernewein et al., 1988 ; Rabu et al., 1993). Le code couleur est identique à celui de la Figure 11.

- L'unité allochtone ophiolitique

Les Nappes d'Al Hawasina sont recouvertes directement par une semelle de roches métamorphiques au-dessus de laquelle repose la Nappe ophiolitique de Samail. Les roches concernées dans cette étude font partie de cette dernière unité. Elles seront par conséquent décrites en détail dans le paragraphe suivant.

- L'unité néo-autochtone

Ces unités sont formées de sédiments carbonatés d'âge Maastrichtien à Tertiaire. Leur affleurement est assez localisé recouvrant l'ensemble des unités précédemment décrites.

2.2.2.2 La Nappe de Samail : l'unité des ophiolites

La base de la Nappe de Samail est constituée d'une semelle métamorphique dont le degré passe du faciès schiste vert au faciès amphibolite en se rapprochant de la partie inférieure de la nappe. Cette semelle est recoupée par des diabases absentes dans les formations sous-jacentes (Hopson et al., 1981 ; Boudier et Coleman, 1981). Ces observations suggèrent un épisode métamorphique antérieur à l'obduction, sans doute créé lors du détachement de la lithosphère océanique.

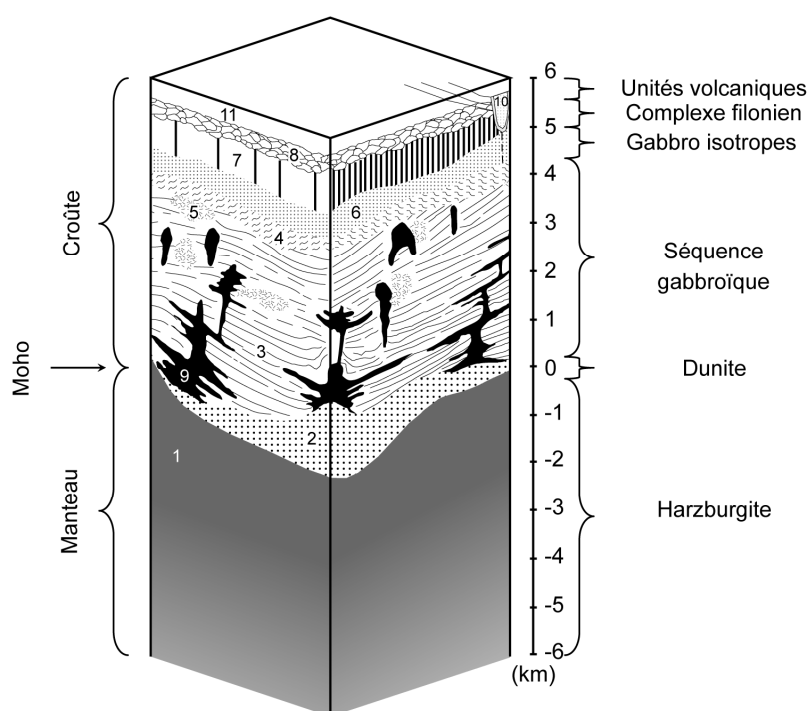


Figure 14 : Bloc diagramme synthétisant les unités lithologiques présentes dans la séquence ophiolitique (d'après Juteau et al., 1988). Principales lithologies : 1) Harzburgite ; 2) Dunites ; 3) Gabbros lités ; 4) Gabbros laminés ; 5) Gabbro isotrope recrystallisé ; 6) Gabbro isotrope ; 7) Complexe filonien ; 8) Laves extrusives inférieures ; 9) Corps wehrlitiques indifférenciés ; 10) Corps intrusifs différenciés ; 11) Laves extrusives supérieures.

La séquence ophiolitique *sensu stricto* est organisée en deux grandes unités lithologiques. Il s'agit d'un manteau homogène composé de péridotites recouvert d'une série composée de roches mafiques et ultramafiques associées à la section crustale (Glennie et al., 1974 ; Hopson et al., 1981 ; Lippard et al., 1986). La limite entre ces deux unités correspond à la discontinuité sismique de Moho (Christensen et Smewing, 1981). Les principales lithologies qui constituent chacune de ces unités sont illustrées dans le log de la Figure 14.

- La séquence mantellaire : La séquence mantellaire fait environ 5 à 7 km d'épaisseur (Figure 14). Elle est principalement constituée d'harzburgites massives et d'intervalles dunitiques distribués de manière aléatoire (Braun et Kelemen, 2002). Des veines et des dykes de péridotite sont ubiquistes dans cette séquence. Néanmoins, ils demeurent en de faibles proportions (Boudier et Coleman, 1981 ; Ceuleneer et al., 1996 ; Python et Ceuleneer, 2003).
- La zone de transition : La zone de transition est souvent associée au Moho (Christensen et Smewing, 1981 ; Boudier et Nicolas, 1995 ; Nicolas et Boudier, 2000). Elle est soulignée par de nombreux horizons plus ou moins continus composés de dunites, de wehrlites et de mélano-troctolites interlitées avec des sills gabbroïques (Kelemen et al., 1997). L'épaisseur de cette zone est variable mais atteint en moyenne 500 mètres (Boudier et Nicolas, 1995). La zone de transition représente un passage graduel du manteau vers la croûte où prennent naissance plus particulièrement les intrusions wehrlitiques rencontrées plus haut dans la séquence crustale (Benn et al., 1988).
- La séquence crustale : Deux séries magmatiques distinctes caractérisent la séquence crustale (Juteau et al., 1988). La première, essentiellement mafique, constitue une séquence ophiolitique classique et par conséquent elle est considérée comme étant primaire (Pallister et Hopson, 1981). De bas en haut, elle est définie par des gabbros lités, des gabbros planaires non lités, des gabbros isotropes, un complexe filonien et des basaltes sous la forme de "pillow lavas" ou de coulées recouvertes de radiolarites (Figure 14). La série magmatique secondaire correspond à des corps intrusifs ultramafiques. Ces corps sont généralement associés à un mélange de wehrlites *sensu stricto*, de dunites, de mélano-troctolites et dans une moindre mesure de pyroxénites. La racine de ces intrusions se trouve dans la zone de transition (Benn et al., 1988). À la base de la croûte, ces corps forment des laccolithes et des sills qui s'intercalent entre les bancs de gabbros encore chauds au moment de la mise en place laissant des traces de déformation visqueuse. Vers la partie supérieure de cette unité, ces intrusions forment des stocks et des bandes qui recoupent la séquence primaire.

2.2.3 Le Massif de Sumail

Le Massif de Sumail, situé au sud-ouest du Saih Hatat et à l'est du Jabal Al Akhdar (Figure 11 et Figure 15), est l'une des régions de cette chaîne où les deux sections de l'ophiolite affleurent de manière continue. De ce fait, il représente un site remarquable pour le cartographie.

2.2.3.1 Géologie du Massif

La distribution spatiale des deux sections ophiolitiques dans le Massif est illustrée par la Figure 15. La limite du Massif à l'est est définie par un chevauchement de la séquence ophiolitique sur le Jabal Al Akhdar qui est composé de sédiments carbonatés d'âge Mésozoïque. L'unité harzburgite correspond à la lithologie qui affleure le mieux dans le Massif. Elle occupe plus de la moitié du secteur étudié. Des corps dunitiques demeurent trop petits pour être cartographiés à cette échelle. Néanmoins, les principaux affleurements de dunite sont inclus dans l'harzburgite (i.e., à l'ouest de Maqсад et au sud de Buri) ou soulignent la zone de transition (i.e., au sud de Mahram). En se basant sur des structures mantellaires, les travaux de Ceuleneer et al. (1988, 1996) ont mis en évidence la présence d'un diapir fossilisé. Celui-ci affleure dans les environs de Maqсад (Figure 15 et Figure 16). Il est situé sous une paléo-dorsale dont l'axe est actuellement orienté NW-SE. La limite entre la croûte et le manteau est relativement plate présentant un léger pendage vers l'est ($< 10^\circ$) (Figure 16). Localement, la pente de cette limite peut varier sous l'effet des failles ou des intrusions wehrlitiques. La séquence crustale occupe principalement la partie est du Massif. Des cumulats de peridotites et de pyroxénite tendent à recouvrir la séquence mantellaire. Néanmoins, ces deux lithologies sont susceptibles d'être rencontrées au milieu de la section crustale (i.e., nord-est de Hamitha). Des péridotites et des gabbros interlités forment une unité de transition entre les gabbros et les assemblages ultramafiques composés de wehrlites, de websterites et de clinopyroxénites. Ces unités sont surmontées de gabbros lités, qui sont à leur tour recouverts par des gabbros planaires. Les affleurements de gabbro isotrope sont relativement rares dans le Massif de Sumail. Ils sont associés au complexe filonien dans les environs de Sayma et de Hamitha. Ils sont également présents dans la bordure nord-est du secteur étudié. Certains corps intrusifs composés de péridotite indifférenciés en cumulats, de gabbros ouralitisés et de thronohjemites sont également présents dans le Massif. Les formations quaternaires montrent des périodes de dépôts différentes. Elles occupent plus particulièrement les wadis, les terrasses ainsi que les cônes de déjection recouvrant le socle. La composition de ces dépôts dépend de la distance à la roche source mais aussi de la nature de cette dernière.

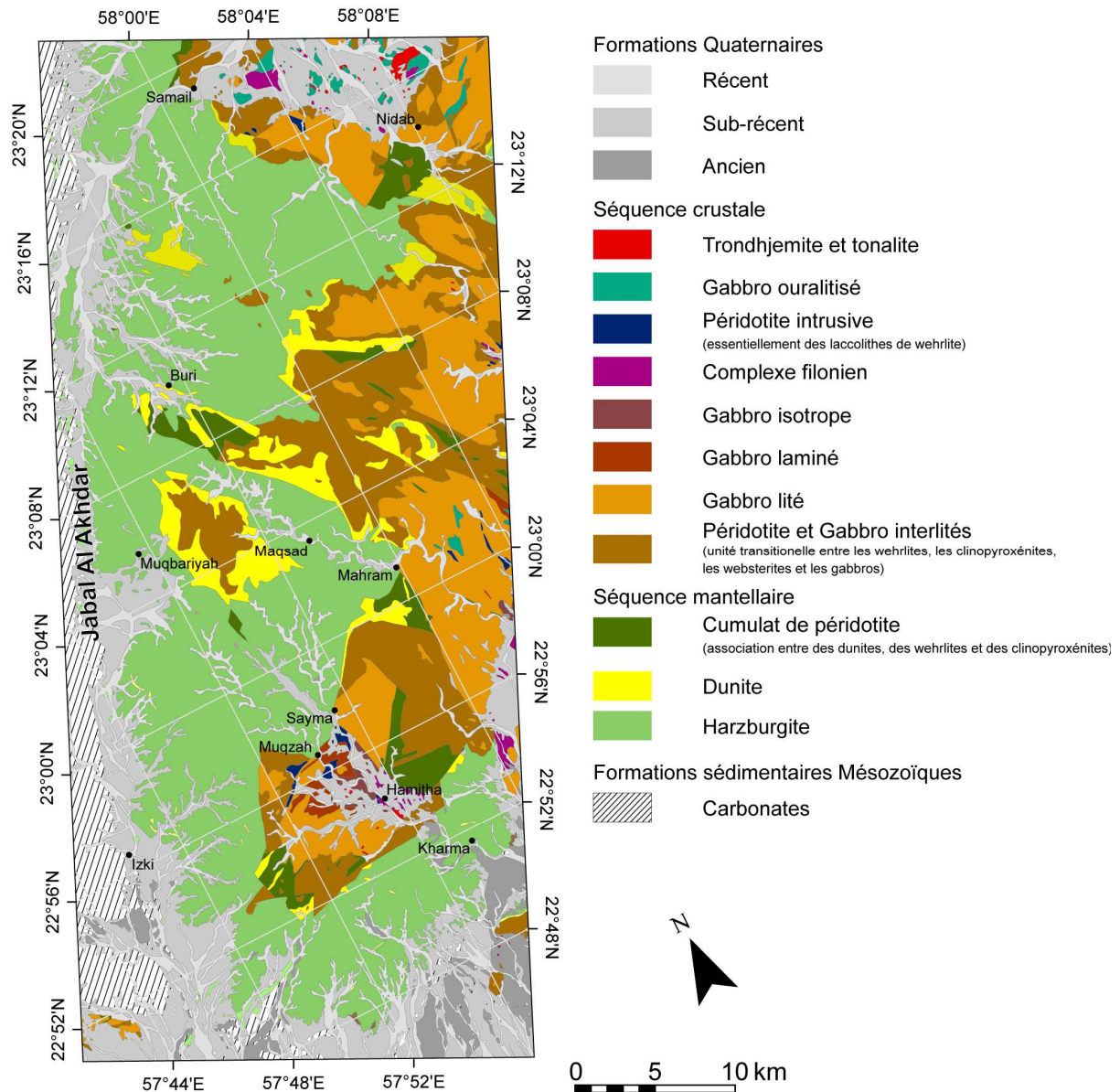


Figure 15 : Carte géologique du Massif de Sumail. Cette synthèse a été effectuée à partir des cartes au 1:100000 de Nakhl (Rabu et al., 1986), de Fanjah (Villey et al., 1986), de Birkat Al Mawz (Hutin et al., 1986) et de Samad (de Gramont et al., 1986). Le système de projection utilisé est l'UTM 40N, Datum WGS 84.

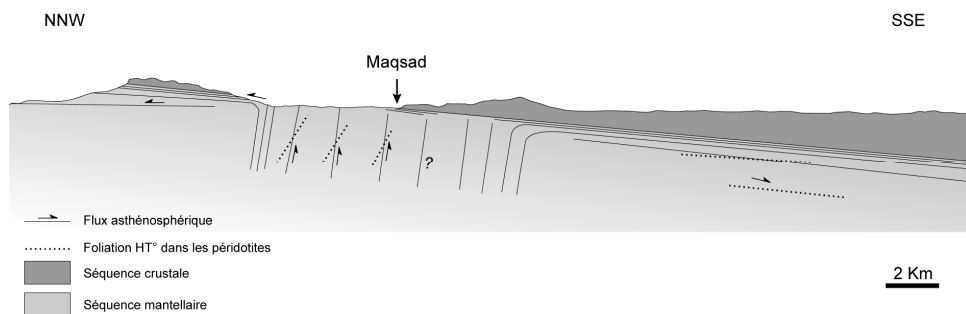


Figure 16 : Coupe NNW à SSE dans le diapir de Maqsad parallèle à l'axe de la paléo-dorsale. Cette coupe illustre la rotation rapide des structures mantellaires à l'aplomb du diapir (d'après Ceuleneer et al., 1988).

2.2.3.2 Synthèse sur les travaux de cartographie dans le Massif de Sumail

La carte géologique du Massif de Sumail a été levée durant les années 1980. Ce travail a été effectué à deux échelles par différentes équipes du BRGM :

- par Rabu et al. (1986), Villey et al. (1986), Hutin et al. (1986) et de Gramont et al. (1986) au 1:100000^{ème} ;
- par Bechennec et al. (1992a, b) au 1:250000^{ème}.

La carte de la Figure 15 est une synthèse des quatre documents au 1:100000^{ème} qui recouvrent le Massif. Comme il a été discuté dans le paragraphe précédent, ces cartes permettent de situer les principales unités lithologiques et constituent un travail de qualité.

La cartographie du Massif a été reprise plus tard par Amri (1995). En utilisant une échelle plus grande (i.e., 1:40000^{ème}), elle a pu caractériser plus précisément la grande diversité de roches présentes dans la section crustale. Du fait de la taille du Massif et de l'échelle utilisée, cette étude a été limitée à un secteur de l'étendue concernée et plus particulièrement celui située au nord de la zone de cisaillement de Muqbariyah orientée N150-160°.

Pour répondre à ce problème de précision, la télédétection apparaît comme un outil adapté pour la cartographie géologique et l'identification d'objets de taille conséquente. Ayant donné des résultats satisfaisants pour d'autres Massifs de l'ophiolite (Massifs de Salahi et de Fizh examinés par Abrams et al., 1988), les données satellite (JERS-1 OPS) couvrant la région de Sumail ont été exploitées par Denniss et al. (1994). Cette recherche a permis de discriminer les roches du manteau et de séparer certains affleurements de gabbros de wehrlites. Plus tard, les travaux de Combe et al. (2006) ont permis d'affiner la cartographie de cette région en exploitant un jeu de données hyperspectral se focalisant sur deux secteurs situés respectivement autour de Muqbariyah et de Mahram (la surface couverte pour chacun de ces sites est inférieure à 70 km²). Ces travaux ont :

- amélioré les connaissances concernant la limite entre harzburgites et dunités,
- défini des variations de composition entre des gabbros et des wehrlites,
- donné un degré de serpentinisation relatif des péridotites,
- reconnu un réseau carbonaté au sein des harzburgites non identifié à ce jour.

2.2.4 Problématique de l'étude effectué en Oman

Etablir des cartes géologiques rigoureuses de l'ophiolite d'Oman apparaît nécessaire à toute étude pétrologique ou structurale dans le futur. En revanche, pour cartographier le Massif de Sumail par les méthodes traditionnelles, des difficultés ont été rencontrées et ceci pour deux raisons :

- bien que certains types de roches présentent un contraste en termes de morphologie et de couleur, certaines roches de composition différente présentent le même aspect sur le terrain, elles sont par conséquent regroupées dans une même unité ;
- quelque soient les efforts du géologue sur le terrain pour atteindre des affleurements difficile d'accès, et quelque soient la qualité et la résolution des photos aériennes, toute carte

géologique classique implique une extrapolation entre les points de contrôle. Par conséquent des erreurs ou omissions sont souvent introduits conduisant à une mauvaise interprétation géologique.

La cartographie par télédétection hyperspectrale permet de résoudre une partie de ces problèmes car elle examine la composition des roches.

Les roches qui affleurent dans la région sont composées d'une manière générale par quatre minéraux primaires tels que l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le plagioclase (Figure 17). Les variations de composition entre ces roches se fait de manière continue, par conséquent toutes les compositions intermédiaires peuvent être rencontrées et par conséquent déduites par spectrométrie. Néanmoins, les roches de ce Massif sont rarement un cas idéal comme l'illustre la classification de Streckeisen (1973). En effet, durant leur formation, les roches ont subi de nombreuses transformations à partir desquelles des minéraux d'altération sont survenus.

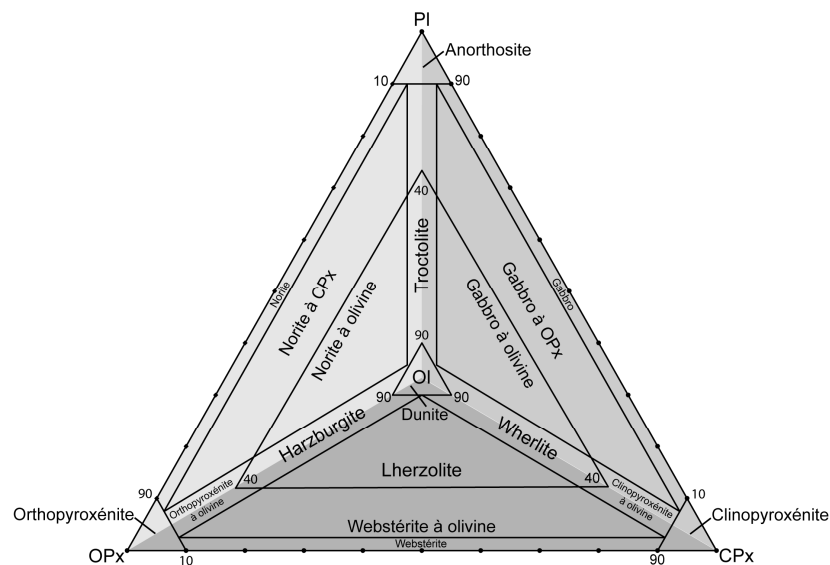


Figure 17 : Classification des roches ignées d'après la nomenclature de Streckeisen (1973).

- Altérations profondes des ophiolites

Sous l'effet de fluides hydrothermaux, les olivines et les pyroxènes s'altèrent. Les olivines qui constituent les péridotites se déstabilisent à la faveur d'un assemblage de minéraux serpentineux et d'oxydes de fer. Les pyroxènes quant à eux s'altèrent pour former une variété de serpentine appelée bastite. La formation des serpentines se produit généralement dans le manteau ou lors d'un soulèvement orogénique par une injection de fluides dans le système. Dans la croûte, les pyroxènes s'ouralitisent pour donner des amphiboles. Les feldspaths quant à eux se déstabilisent et forment un ensemble de cristaux micacés composé de séricite.

- *Altérations superficielles des ophiolites*

Lorsque les roches sont exposées en surface, elles sont soumises aux effets météoritiques formant une patine d'altération composée essentiellement d'oxydes de fer et de manganèse ainsi que d'argiles (c.f., § 3.2.2.2)

Comme le présentent Combe et al. (2006), ces aspects pétrologiques démontrent que pour cartographier le Massif par télédétection, il faut considérer les minéraux d'altération. Ils ont alors conclu sur le besoin d'une approche de terrain pour pouvoir identifier d'une part les principales lithologies et d'autre part les documenter spectralement. Cette étude s'inscrit donc dans la poursuite de ces travaux. Le défi est donc de cartographier et de quantifier l'occupation surfacique des principaux faciès de l'ophiolite en considérant ces contraintes. L'analyse passera donc par :

- une étude de terrain permettant de recueillir des échantillons et effectuer des mesures spectrales *in situ* ;
- une étude pétrologique des échantillons caractéristiques afin de comprendre au mieux la signature des roches à toutes les échelles d'observation (i.e., laboratoire, terrain, aéroporté) ;
- des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) permettant de valider les interprétations spectrales ;
- la prise en compte des mélanges de surface permettant de cartographier chaque lithologie et d'évaluer son occupation surfacique.

Une nouvelle carte du Massif sera ainsi proposée dans le chapitre 9 grâce à l'étude des altérations de surface exposée dans le chapitre 10.

3. Altération météoritique des roches

Les roches exposées à la surface de la Terre sont soumises à l'action d'agents météoritiques (i.e., biologiques et climatiques) qui rendent la roche physiquement et chimiquement instable permettant son altération.

En fonction du degré d'altération, les roches peuvent :

- se décomposer complètement pour former une altérite (du latin *alter* = autre) recouvrant la roche source appelée alors roche-mère ;
- demeurer en surface (e.g., reg) où une pellicule (e.g., patine), dont l'épaisseur est variable, se développe.

Dans ces deux cas de figure, la composition minéralogique de la roche-mère est partiellement ou totalement modifiée rendant son identification difficile à l'échelle d'un affleurement. Bien que les roches aient pu subir une altération profonde d'origine hydrothermale, le plus souvent, l'altération météoritique se surimpose, limitant l'identification des variations de faciès lithologiques. Lorsque l'identification de la distribution spatiale des roches est effectuée à distance, à l'aide d'un instrument aéroporté ou satellitaire qui analyse le rayonnement réfléchi par la surface (c.f., chapitre 4), l'utilisateur est dans l'impossibilité d'avoir accès de manière directe à l'affleurement. Par conséquent, pour cartographier des roches dans de telles conditions, il semble nécessaire de comprendre dans un premier temps les principaux processus qui créent les états de surface observés.

Ce chapitre vise à présenter les principaux processus physiques et chimiques liés à l'altération météoritique des roches ainsi que les minéraux susceptibles de se former au cours de leur déstabilisation. L'altération conduisant à la formation d'une altérite épaisse (e.g., en climat tempéré) ou d'un reg et d'un vernis du désert (e.g., en climat aride), fait ensuite l'objet d'une présentation plus détaillée.

3.1 Les principaux processus concernant l'altération météoritique des roches

Les deux principaux processus qui interagissent souvent et gouvernent la dégradation des roches à la surface de la Terre sont : l'altération physique et l'altération chimique.

3.1.1 Altération physique

Connue aussi sous le nom d'altération mécanique, c'est le processus qui permet le fractionnement des roches en particules de taille plus réduite. La fracturation des roches se produit le long des plans de litage, des diaclases où à la limite des cristaux.

L'altération physique est capitale lors de l'altération des roches car elle est responsable de l'augmentation de la porosité et de la surface d'interaction entre fluides et roches. En effet, plus une roche est fracturée, plus la surface exposée aux agents chimiques augmente, favorisant ainsi les réactions. Dans ce sens, plus la perméabilité des roches augmente, plus la circulation de l'eau est facilitée et plus les sous-produits qui résultent des réactions chimiques sont abondants.

L'altération physique peut aussi se manifester par relâchement des contraintes à leur exhumation. Ce phénomène de décharge du poids des roches, qui étaient comprimées en profondeur, engendre leur dilatation à la surface ce qui favorise leur exfoliation ou écaillage selon une géométrie parallèle à la topographie. L'écaillage se fait ainsi perpendiculairement à la direction des contraintes.

De façon générale, l'altération physique de surface survient lorsque les contraintes internes sont supérieures aux forces de cohésion de la roche. Les processus responsables de ces contraintes sont : i) la croissance de cristaux de sel dans les fissures, ii) la formation de glace à partir de l'eau piégée dans les fissures, iii) la croissance des racines dans les fissures et iv) l'expansion et la contraction thermique. Ces contraintes sont d'autant plus efficaces lorsque le phénomène est cyclique.

Parmi ces processus, l'altération thermique semble être la plus fréquente dans les régions soumises au climat désertique. Elle est causées généralement par le Soleil. L'expansion et la contraction de la roche conduisent à sa fatigue thermique (Halsey et al., 1998). Celle-ci réduit les forces de cohésion entre les cristaux et permet la formation de micro-fractures (Hall et André, 2001). Le degré pour lequel les roches se dilatent est fonction du coefficient thermique d'expansion et de leur albedo, sous la lumière du Soleil.

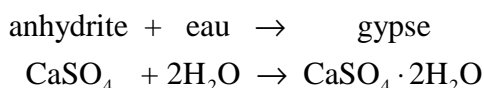
3.1.2 Altération chimique

Cette altération comprend à la fois les transformations chimiques et biochimiques des minéraux et des roches, formant une variété de produits et de composés de nature différente. Ces produits sont le plus souvent des argiles, des oxy-hydroxydes, des acides en solution (acide silicique) et des ions. L'intensité de l'altération chimique est contrôlée en grande partie par le climat qui régit la température et la circulation de l'eau ainsi que la composition chimique des minéraux. Comme il a été dit dans le

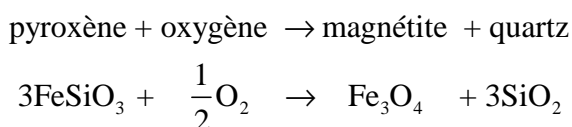
paragraphe précédent, la perméabilité, la porosité ainsi que l'importance de la surface exposée sont des paramètres qui favorisent ou retardent ce type d'altération.

Les processus fondamentaux de l'altération chimique les plus mentionnés par la littérature sont (Duchaufour, 2001 ; Campy et Macaire, 2003) :

- L'hydratation/déshydratation : L'hydratation d'un minéral cause l'incorporation d'une molécule d'eau dans son réseau cristallin alors que la déshydratation cause sa perte. L'exemple d'hydratation le plus cité est celui de l'anhydrite qui avec l'eau donne du gypse :

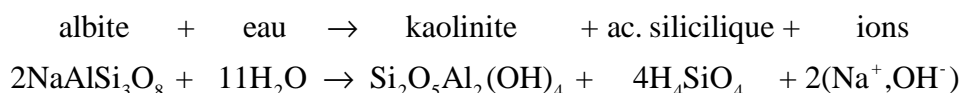


- L'oxydation : L'oxygène est l'élément le plus abondant à la surface de la Terre. Il a la capacité de réagir avec les minéraux pour changer l'état d'oxydation des ions. L'oxydation se manifeste davantage dans les roches riches en fer. Cet élément a la particularité de présenter différents états lors de l'altération tels que Fe^{2+} et Fe^{3+} . L'oxydation d'un pyroxène par exemple produit du quartz et de la magnétite (Frost, 1991).



- La réduction : La réduction correspond à un gain d'électrons pour un atome, un ion ou une molécule, permettant de créer un élément ou un composé doté d'une charge négative. Le processus de réduction le plus important dans les sols se produit au niveau des nappes phréatiques (c.f., § 3.2.1.3.3) et permet le changement de l'état d'oxydation du Fe et du Mn. Ces derniers deviennent alors plus solubles et par conséquent plus mobiles.
- La dissolution : Tous les minéraux finissent par passer en solution. En revanche, leur degré de solubilité est variable et dépend du potentiel ionique. Celui-ci est défini par le rapport entre la charge ionique et le rayon ionique. Il indique la facilité par laquelle les ions peuvent être mis en solution. La dissolution dépend principalement de la température et du pH de la solution.
- L'hydrolyse : L'hydrolyse est un des processus importants de l'altération chimique qui affecte les minéraux silicatés. La molécule d'eau est le principal agent favorisant la dissolution des minéraux. Elle est dissociée en un ion H^+ et un ion OH^- . Les protons H^+ réagissent avec les silicates suite à un échange cationique. Les ions libérés par le minéral réagissent ensuite avec les anions OH^- pour former une nouvelle substance. L'ion H^+ peut également provenir d'une dissociation d'acides. Dans certains environnements, le silicium demeure en solution sous la forme d'acide silicique $\text{Si}(\text{OH})_4$ (e.g., les zones tropicales humides). Dans d'autres milieux (e.g., zones tempérées), le silicium précipite sous la forme de quartz. L'action de l'hydrolyse est fonction de la température, de la quantité de CO_2 dissoute dans l'eau mais aussi de la nature du minéral altéré. L'activité liée aux bactéries peut également jouer un rôle en favorisant la production d'acides organiques.

L'hydrolyse est souvent illustrée par la transformation de l'albite en kaolinite.



- Les agents biologiques: Les plantes et les substances organiques issues de leur décomposition ont un impact direct sur l'altération chimique des roches. Elles génèrent du CO_2 et des acides organiques qui modifient le pH des eaux. Elles agissent également en complexant des ions métalliques (Duchaufour, 2001).

Bien que l'ensemble de ces processus soient bien distincts les uns des autres, ils peuvent agir en même temps et à des intensités différentes.

3.1.3 Altération des minéraux

3.1.3.1 Stabilité des minéraux

La stabilité des minéraux dépend de : i) leur composition chimique, ii) leur imperfection, iii) leur taille et iv) leur forme. Tous ces facteurs sont importants, mais seule la combinaison des deux premiers contrôle la déstabilisation au sein des cristaux (Nahon, 1991).

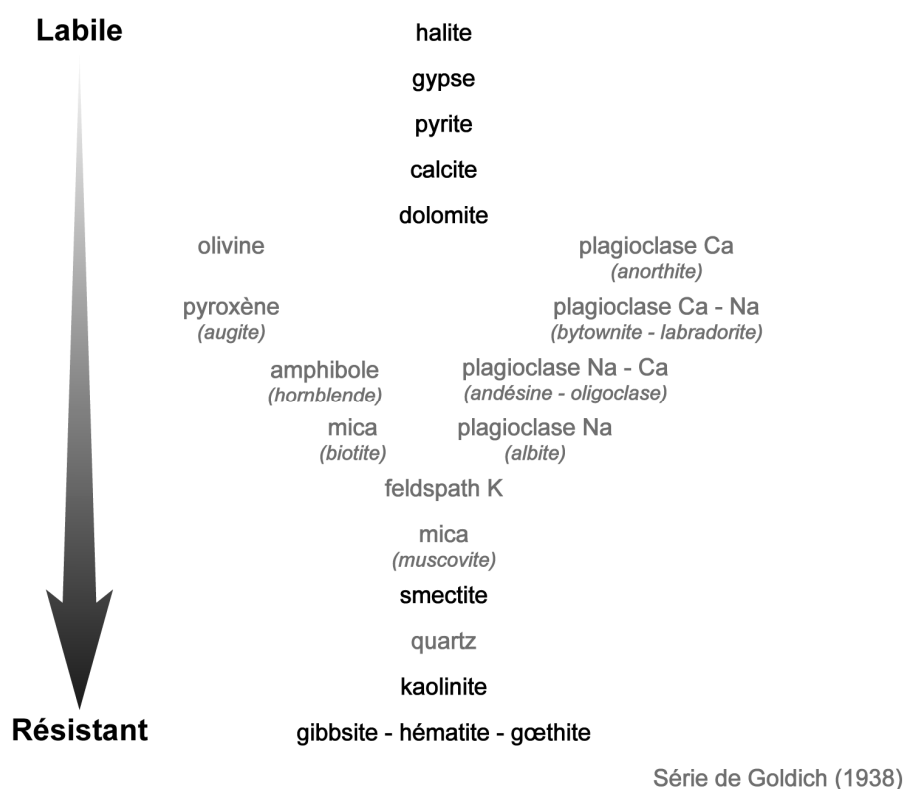


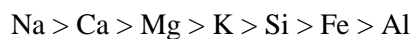
Figure 18 : Ordre d'altérabilité des minéraux (d'après Goldich, 1938 et Berner et Berner, 1987).

La stabilité des minéraux passe généralement par l'évaluation de leur exposition en surface. Cette tâche est effectuée en se basant sur le fait que plus un minéral résiste à l'altération, plus la probabilité de le rencontrer dans un sol augmente.

Les travaux de Goldich (1938) ont conclu que l'ordre moyen de vulnérabilité décroissante des minéraux est sensiblement identique à l'ordre de cristallisation dans un magma définissant la série de Bowen. Par exemple, l'olivine et l'anorthite sont les premiers minéraux à se former dans des séries magmatiques différentes, mais seront les premiers minéraux à être déstabilisés (Figure 18). Dans ces deux séries magmatiques, les minéraux qui cristallisent à de plus faibles températures sont les plus stables à la surface (e.g., feldspath K, muscovite et quartz).

3.1.3.2 Produits créés lors de l'altération

L'hydrolyse des minéraux primaires (ou secondaires) conduit à un appauvrissement progressif en ions. Lorsque le pH est relativement neutre, cet appauvrissement se fait selon l'ordre suivant :



Il peut varier selon les minéraux. La forme des ions Si, Al et Fe et leur solubilité dépend généralement du pH mais aussi de la présence de certains composés organiques qui passent en solution. Ainsi lorsque le pH est faible, Fe et Al sont plus mobiles que Si (Campy et Macaire, 2003).

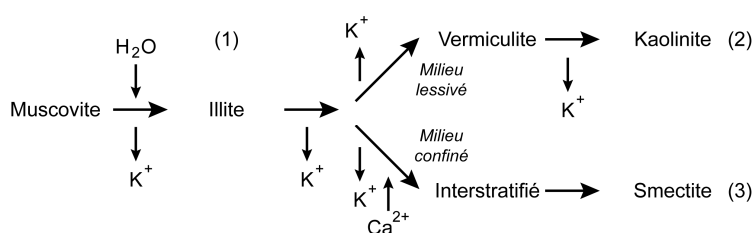


Figure 19 : Schématisation de l'altération d'une muscovite en illite (1) puis en kaolinite (2) ou en smectite (3) selon que le milieu favorise le lessivage ou le confinement.

La dissolution des minéraux peut-être congruente ou incongruente (Berner et Berner, 1987). Elle est dite congruente lorsque les proportions des différents ions libérés en solution sont équivalentes à celles du minéral initial. La dissolution du minéral ne donne donc pas naissance dans ce cas à un minéral secondaire. Le minéral finit alors par disparaître laissant un emplacement vide dont la forme est celle du minéral initial. La dissolution est au contraire dite incongruente lorsque les ions sont libérés en solution dans des proportions différentes de celles du minéral initial. Les ions restants forment alors un minéral dit secondaire qui résulte de la transformation du minéral préexistant dont il occupe, partiellement ou totalement, l'habitus (e.g., réactions 1 et 2 dans la Figure 19). Les ions libérés en solution transitent alors dans les fissures ou les pores présents dans la roche. Ce phénomène de transfert d'ions est appelé lixiviation. Certains ions présents en solution peuvent se recombinaison pour former des minéraux néo-formés (Millot, 1964) (e.g., réaction 3 dans la Figure 19). La néoformation

est favorisée dans les milieux mal drainés (i.e., confinés) où : i) les solutions sont plus concentrées, ii) les ions demeurent le plus de temps au contact avec d'autres phases, iii) le milieu est réducteur.

Les minéraux secondaires dérivant des minéraux primaires correspondent à :

- Des minéraux argileux : les argiles sont des bons indicateurs des conditions d'altération (e.g., climat, relief, nature de la roche mère). Trois principaux groupes d'argile se distinguent :
 - Les argiles de type 1/1 : chaque feuillet est composé d'une couche de tétraèdres, essentiellement occupés par des cations de silicium, associée à une couche d'octaèdres occupés par des cations Al^{3+} (kaolinite) ou Mg^{2+} (serpentine) (Tableau 3 et Figure 20b) ;
 - Les argiles de type 2/1 : chaque feuillet se compose d'une couche octaédrique intercalée entre deux couches tétraédriques. Les sites tétraédriques sont occupés par Si, quant aux sites octaédriques ils peuvent être occupés par des cations de nature variable tels que Fe, Al et Mg. L'illite, la vermiculite et les smectites, qui présentent des propriétés gonflantes, appartiennent à ce type d'argile (Tableau 3 et Figure 20a) ;
 - Les argiles de type 2/1/1 : il s'agit de feuillets 2/1 entre lesquels est intercalé une couche octaédrique en position interfoliaire (Tableau 3 et Figure 20c). L'argile caractéristique de ce groupe correspond à la chlorite.

Tableau 2 : Caractéristiques des principaux types d'argiles.

Type	Groupe	Interfoliaire	Tétraédrique	Di-octaédrique	d(001)
1/1	serpentine	-	Ex : serpentine $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	-	7 Å
	kaolinite	-	-	Ex : kaolinite $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	7 Å
2/1	talc	-	Ex : talc $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Ex : pyrophyllite $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	9,5 Å
	smectites	Cation éch. H_2O	Ex : saponite $\text{Mg}_3(\text{Si}_{3,67}, \text{Al}_{0,33})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{X}_{0,33}^{+} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Ex : montmorillonite $(\text{Al}_{1,67}, \text{Mg}_{0,33})\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{X}_{0,33} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Gonflante 12-14 Å
	vermiculite	Cation éch. H_2O	$\text{Mg}_3(\text{Si}_{3,2}, \text{Al}_{0,8})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{X}_{0,8} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	$(\text{Al}, \text{Fe})_2(\text{Si}_{3,2}, \text{Al}_{0,8})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $\text{X}_{0,8} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Gonflante 10-14 Å
	mica	K^+ fixe	Ex : phlogopite $\text{Mg}_2(\text{Si}_3, \text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{K}^+$	Ex : muscovite $\text{Al}_2(\text{Si}_3, \text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})\text{K}^+$	10 Å
2/1/1	chlorite	Hydroxyde	$(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{Si}_3, \text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ $[\text{Mg}_3^{2+}(\text{OH})_6]^+$	-	14 Å

- Des oxydes ou hydroxydes : Les oxydes ou hydroxydes les plus communs sont ceux qui sont constitués par le fer et l'aluminium tels que la goëthite, l'hématite ou la gibbsite.
- Des carbonates : Les carbonates classiquement rencontrés en surface sont la calcite (CaCO_3) et la dolomite $\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$. La magnésite (de pôle pur MgCO_3) commune dans les péridotites d'Oman, est le plus souvent rencontrée en solution solide avec de la sidérite (FeCO_3) elle même partiellement substituée par de la rhodochrosite (MnCO_3) et de la calcite.
- De la silice : A basse température, le silicium forme généralement de l'opale.

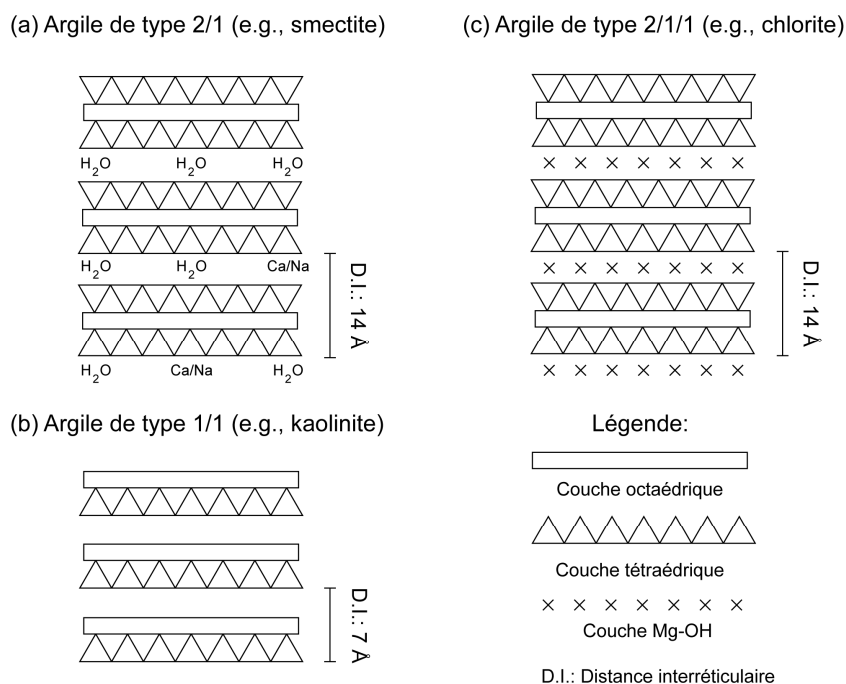
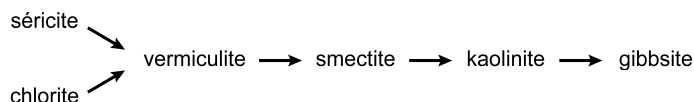


Figure 20 : Structure des trois principaux types de phyllosilicates argileux.

Le chemin réactionnel suivi par les principaux minéraux silicatés au cours de l'altération est synthétisé par la Figure 21. Au fur et à mesure que le degré d'altération avance, l'ordre d'apparition des minéraux néo-formés à partir des minéraux primaires est par exemple le suivant :



Lorsque le degré d'altération progresse, cette suite indique des minéraux de plus en plus riches en aluminium (e.g., kaolinite). Les travaux de Tardy (1969) montrent que lorsque le lessivage augmente, le silicium, élément théoriquement plus mobile que l'Al, est libéré du système permettant la diminution du rapport Si/Al des minéraux secondaires (Figure 22). Ceci suggère que dans des conditions d'altération très avancées, l'altération des minéraux de composition initiale très différentes peuvent sensiblement aboutir au même résultat si l'équilibre avec l'environnement de formation le permet.

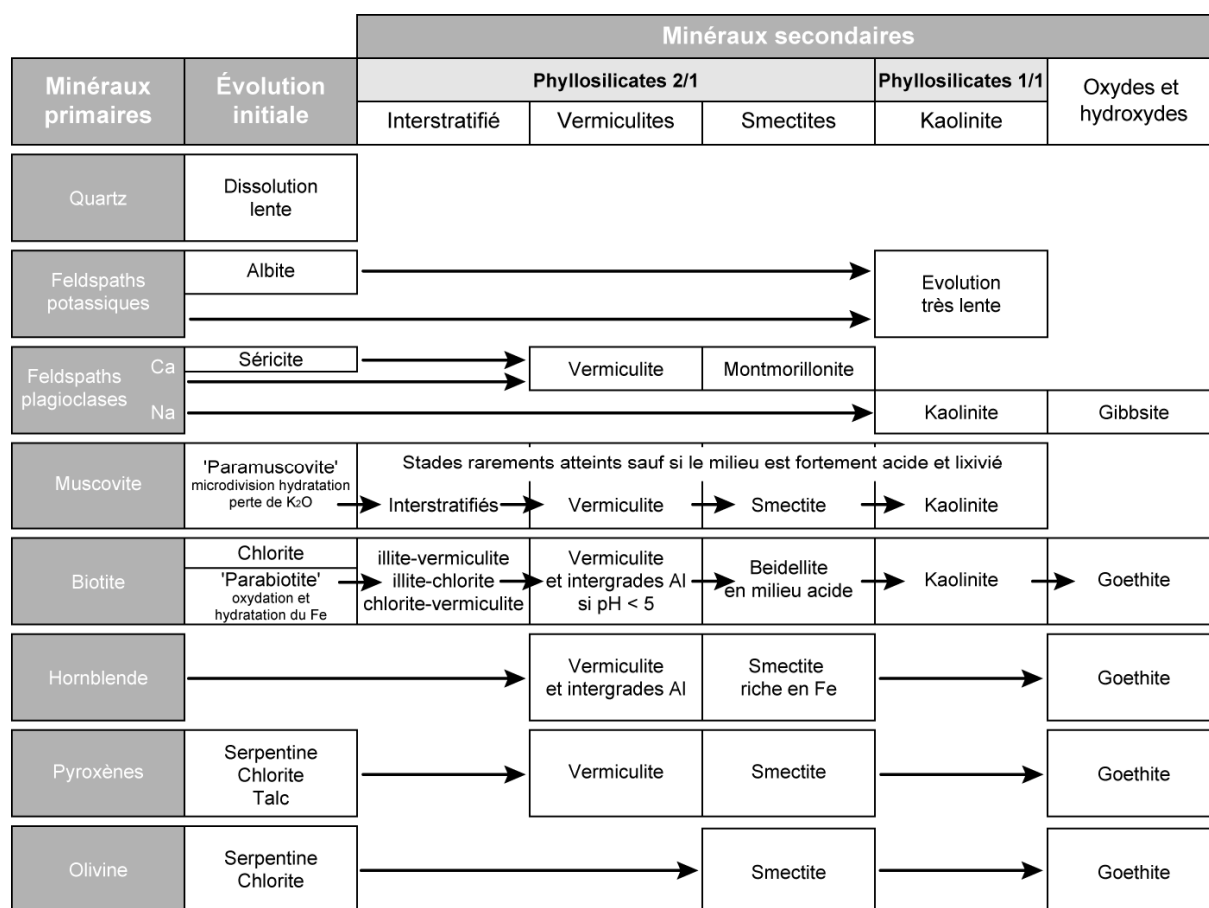


Figure 21 : Evolution de l'altération météoritique des principaux minéraux silicatés (d'après Campy et Macaire 2003, complété par une synthèse proposée par Wilson et al., 2004).

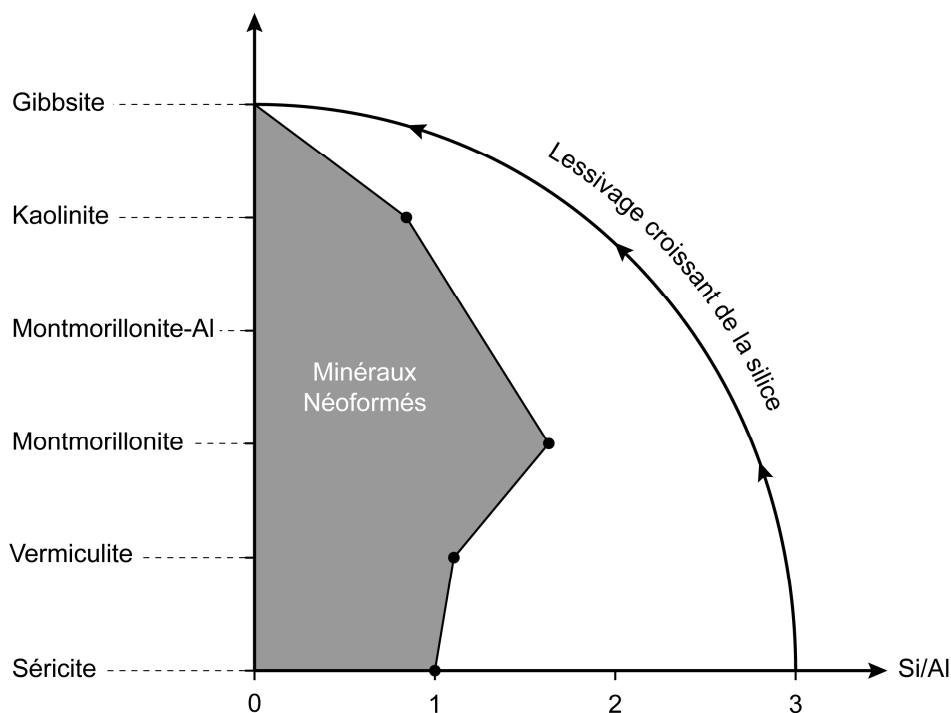


Figure 22 : Variation du rapport Si/Al des minéraux néoformés (d'après Tardy, 1969).

3.2 Conséquences de l'altération météoritique

En fonction des environnements, l'altération météoritique s'exprime de manière différente. En climat tempéré humide par exemple, l'altération des roches permet la formation d'un sol plus ou moins profond (e.g., 2 à 3 mètres). L'examen de l'altération passe alors par une analyse minéralogique effectuée le long de profils verticaux qui se situent en général sur un même versant. En climat désertique, les sols sont peu développés et les surfaces sont plutôt caractérisées par des affleurements rocheux. Dans de telles conditions, un reg se forme et une patine recouvre les roches en surface.

Les surfaces naturelles examinées dans ce travail correspondent à ces deux types d'environnements. Les processus qui affectent les roches dans les deux cas sont succinctement décrits.

3.2.1 Formation d'une altérite

3.2.1.1 Profil d'altération

En climat tempéré par exemple, l'altération chimique des roches et dans une moindre mesure l'altération physique permettent la formation d'un substratum. Son étude passe par l'analyse d'un profil. Les profils peuvent être tronqués à cause de l'érosion. Néanmoins, le profil le plus complet est représenté par un sol qui se développe à partir d'un socle cohérent et/ou partiellement altéré (Figure 23). Les principaux constituants qui définissent un profil d'altération ont été étudiés et décrits par Ildefonse et al. (1979) en climat tempéré humide ainsi que par Delvigne (1998) en climat tropical humide. Ils ont montré que chaque profil est défini par des niveaux qui sont différents les uns par rapport aux autres de part leur structure, leur texture et leur minéralogie globale.

- À la base du profil : La roche est parfaitement cohérente (Figure 23). Elle est caractérisée par une altération qui se développe le long de fractures et de fissures favorisant la pénétration et l'action des agents dégradants tels que l'eau.
- Au milieu du profil : Par rapport au niveau précédent la roche-mère présente un aspect plus désagrégré. Elle est rencontrée sous la forme de blocs altérés ou en cours d'altération. Cette partie du profil est définie par Delvigne (1998) comme l'altérite. Elle est limitée en profondeur par le front d'altération et dans sa partie supérieure par un sol au sens strict. Dans la partie inférieure de l'altérite, la structure et la texture initiale de la roche sont parfaitement préservées malgré la désagrégation des minéraux. En revanche, la cohésion de la roche est quasiment perdue mais son volume initial est encore préservé. Ce niveau peut faire plusieurs mètres d'épaisseur bien que la texture et la structure de la roche ne soient pas toujours identifiées. La perte de ces deux paramètres descriptifs est liée au mouvement et à la redistribution de certains minéraux. Ceci se traduit par un changement de couleur dans le profil causé le plus souvent par les oxydes de fer.

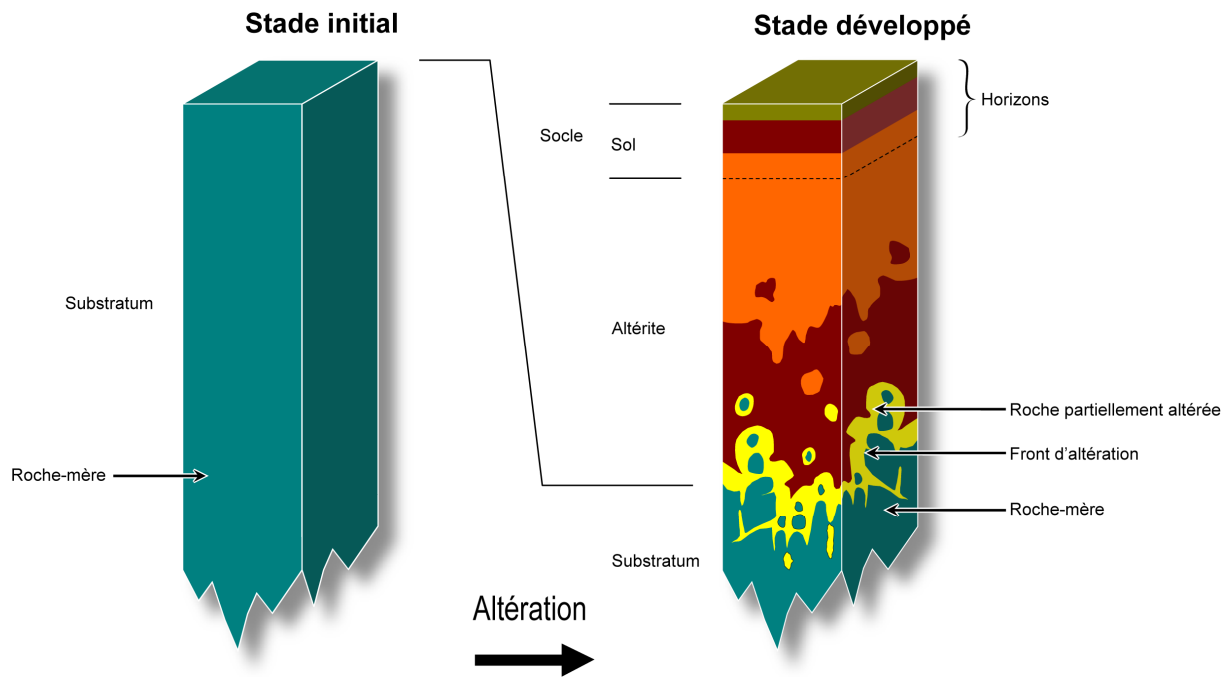


Figure 23 : *Stade initial et développé d'un profil d'altération (modifié d'après Delvigne, 1998).*

- Au sommet du profil : Le sol au sens pédologique du terme est identifié au sommet du profil. Il se caractérise par une série d'horizons. Le niveau le plus superficiel est composé d'un mélange de minéraux et de matière organique. Et au fur et à mesure que l'on se rapproche de l'altérite, ce sol devient de plus en plus minéral. Le développement du sol se fait vers le bas du profil permettant ainsi son approfondissement.

L'étude de l'altération des minéraux primaires dans le profil d'altération est capitale pour comprendre son évolution. En effet, les altérations physiques et chimiques qui ont lieu tout au long du profil varient selon la profondeur. Par exemple, la surface spécifique totale des minéraux augmente avec le degré d'altération de la roche (Hochella et Banfield, 1996). La porosité et la perméabilité varient également en fonction de la profondeur, suggérant que la teneur en eau varie également. En revanche, la teneur en eau varie avec la profondeur. Le drainage est généralement plus important en haut de profil, où la porosité est généralement bien développée, qu'en bas de profil proche de la roche-mère, où l'eau va stagner. À la base du profil, les conditions d'oxydoréduction varient. Elles sont plutôt oxydantes dans les parties les plus superficielles et réductrices en profondeur, à proximité de la roche en cours d'altération. Dans un profil, l'altération des roches ne correspond pas à un système en équilibre. Un profil évolue constamment au cours du temps.

3.2.1.2 Les principaux facteurs contrôlant la formation d'un sol

La composition chimique des altérites varie dans l'espace et dépend de plusieurs facteurs dont les plus importants sont : la lithologie, le couple climat-végétation et le relief (Campy et Macaire, 2003).

3.2.1.2.1 La lithologie

La composition pétrographique et chimique des altérites dépend de la nature de la roche-mère sous-jacente. Ceci peut être démontré tout simplement, par exemple, en comparant la composition minéralogique d'une série de roches éruptives de nature différentes (Figure 24). Les roches "acides", tels que les granites par exemple, sont riches en quartz, en feldspaths (e.g., orthose et plagioclase peu calcique) et en micas (e.g., muscovite et biotite). Les roches "basiques", tels que les gabbros, sont quant à elles composées de minéraux ferromagnésiens (e.g., pyroxènes et olivine) et de plagioclases très calciques (à taux d'anorthite élevé). Les minéraux qui sont rencontrés dans les altérites issues de l'altération de ces deux roches sous le même climat sont très différents. En se basant sur l'ordre de déstabilisation des minéraux (c.f., § 3.1.3.1), la composition d'une altérite de granite sera composée de quartz et de micas (e.g., muscovite). Seul les feldspaths vont se déstabiliser pour former des argiles de type kaolinite. Un gabbro au contraire est composé de minéraux plus instables. En s'altérant ils formeront une quantité relativement importante d'argiles dont la nature sera plutôt de type smectite ou vermiculite (Figure 21).

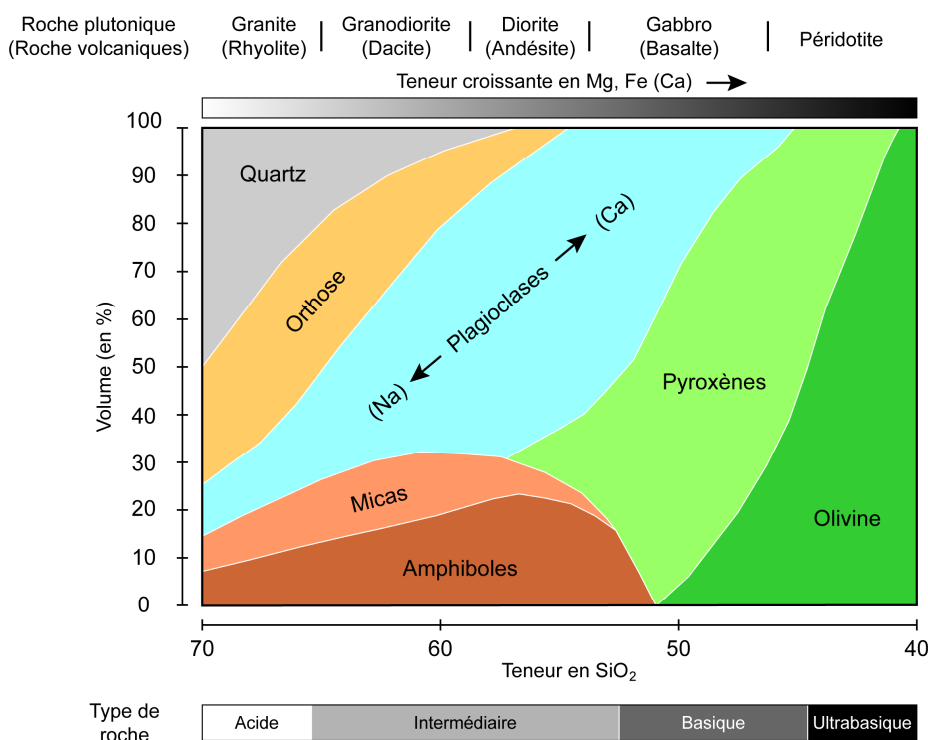


Figure 24 : Composition des principales roches éruptives (remarque : les roches en silice mais dépourvues de quartz, tels que les syénites et les trachytes, ne figurent pas sur ce tableau (extrait de Duchaufour, 2001)).

3.2.1.2.2 Le climat et la végétation

L'association du climat et de la végétation permet de différencier chimiquement les altérites. Leur épaisseur ainsi que le degré d'altération des minéraux primaires et la composition des minéraux néo-

formés sont dépendants des précipitations et de la température atmosphérique qui régularisent la couverture végétale comme le montre la Figure 25. Dans les milieux arides les affleurements de roche sont fragmentés et sont atteints par une légère altération chimique. Dans les milieux où les précipitations sont faibles à modérées l'argile dominante est la smectite. Dans les milieux où le régime pluviométrique est plus important les sols sont fortement lessivés faisant varier le rapport Si/Al ce qui favorise la formation de kaolinite (voir Figure 22).

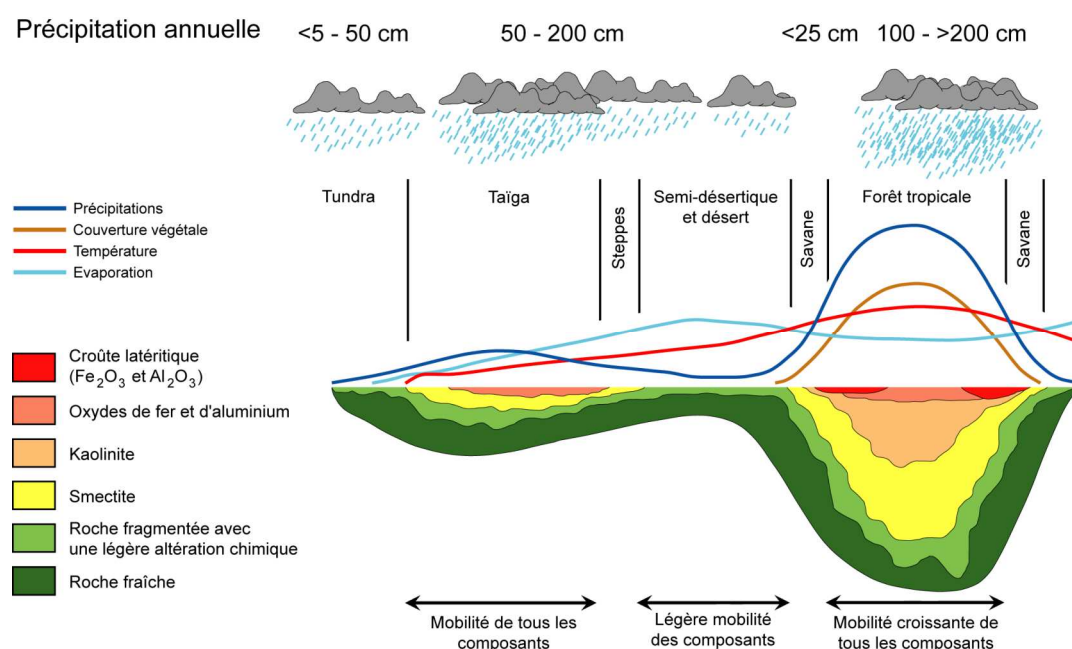


Figure 25 : Profondeur de développement de l'altération et produits d'altération le long d'un profil latitudinal théorique allant de l'équateur aux pôles illustrant les ceintures climatiques majeures (d'après Strakhov, 1967).

3.2.1.2.3 Le temps et le relief

Facteur temps : L'épaisseur et le degré d'évolution chimique d'une altérite dépendent du temps. Les jeunes altérites sont minces et peu évoluées. Les vieilles altérites sont au contraire épaisses et très développées.

Facteur relief : Il détermine les conditions de circulation de fluide et d'érosion du sol. Ainsi, le relief contrôle les phénomènes d'infiltration et de ruissellement de l'eau (Figure 26). La progression du front d'altération en profondeur dépend fortement de la quantité d'eau infiltrée (i.e., altération chimique). Ceci permet l'épaississement du profil par altération chimique de la roche-mère en profondeur. L'amincissement du profil est en revanche dépendant de la quantité d'eau qui ruisselle et qui va favoriser les phénomènes d'érosion en surface.

Sous l'effet des forces gravitaires, l'eau libre s'écoule soit verticalement, soit latéralement (Figure 26). Dans le premier cas, l'eau de surface rejoint les nappes d'eau souterraines en profondeur tandis que dans le second l'écoulement latéral n'a lieu que si la pente le permet et si un niveau imperméable

est rencontré en profondeur. La circulation latérale de l'eau et des matières dissoutes à faible profondeur provoque une différenciation latérale des altérites sous les versants.

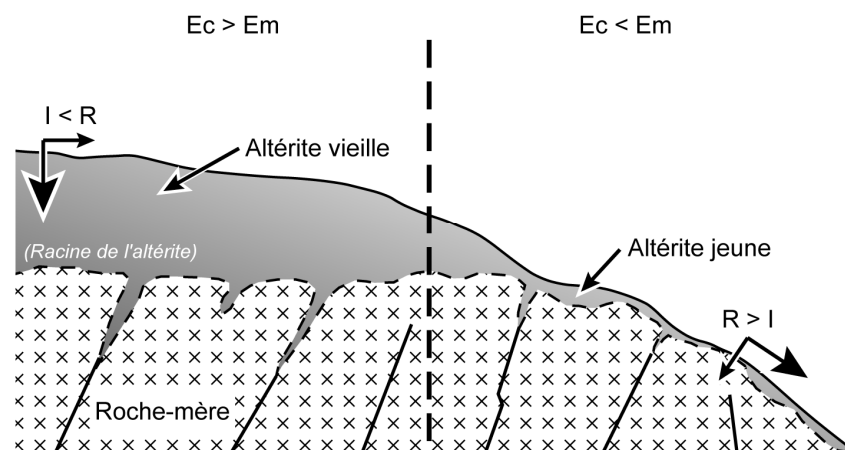


Figure 26 : Impact du relief sur l'épaisseur et le degré d'évolution des altérites (d'après Campy et Macaire, 2003). Dans le premier cas, l'érosion chimique (E_c) est supérieure à l'érosion mécanique (E_m). Le profil s'épaissit et le degré d'évolution chimique de l'altérite croît. Ainsi, les zones à faible pente favorisent l'infiltration (I) au détriment du ruissellement (R). Dans le deuxième cas, la pente est forte favorisant le ruissellement et donc l'érosion en surface des sols. Le profil s'amincit et la racine de l'altérite qui est moins évoluée chimiquement se rapproche de la surface.

3.2.1.3 Horizons d'un sol

3.2.1.3.1 Référentiel pédologique français

Les horizons résultent de la subdivision d'une couverture pédologique en volumes considérés comme étant suffisamment homogènes. Cette homogénéité est relative et correspond à une échelle d'investigation bien précise. Selon leur dimension verticale centimétrique à métrique, les horizons sont directement perceptibles à l'œil nu sur le terrain. L'horizon est le niveau d'appréciation le plus pratique pour observer et échantillonner la couverture pédologique. Le référentiel pédologique considère les horizons comme des entités de base permettant d'identifier et de définir une couverture caractéristique à un sol.

Le *solum* est la partie supérieure d'un sol comprenant les horizons A et B observable à l'aide d'une fosse ou d'une tranchée. Dans la mesure du possible, une épaisseur de roche sous-jacente est intégrée au *solum* afin de la caractériser (e.g., horizon C). Ainsi, le profil est la séquence d'information concernant un *solum* ordonnée du haut vers le bas.

Les horizons sont définis par différentes caractéristiques telles que la texture, la structure, la couleur et sa composition. La série d'horizons rencontrés ainsi que la position du profil dans le paysage permettent de le définir en lui donnant un nom. Les noms des sols présentés dans ce travail se réfèrent à la nomenclature définie par le Référentiel Pédologique de l'AFES (1995). Le lecteur est par conséquent invité à consulter cet ouvrage pour des informations complémentaires.

3.2.1.3.2 Définition de quelques horizons caractéristiques

À l'heure actuelle, plus de 70 références existent pour décrire un sol. Elles sont définies par leurs caractères morphologiques (e.g., constituants, couleur, propriétés physiques), par leurs données analytiques (e.g., pH), par leurs significations pédogénétiques mais aussi par les variations de ces différentes caractéristiques. Un horizon de référence est rarement diagnostique à lui tout seul. Au contraire, c'est leur succession qui permet de les rattacher à un type de sol. Les principaux horizons concernés dans ce travail sont synthétisés dans le Tableau 3.

3.2.1.3.3 Propriétés des sols saturés en eau : l'hydromorphie

Les sols qui présentent des excès en eau sont atteints par le phénomène défini sous le nom d'hydromorphie (Vizier, 1995). L'eau provient d'un excédent lié aux précipitations et se concentre dans les zones où le relief est horizontal à sub-horizontal, dans des sols composés d'argiles gonflantes ou présentant un plancher imperméable. L'excédent qui provient de la surface (e.g., ruissellement dans les cuvettes, inondation de plaines alluviales) s'accumule et s'additionne aux réserves de la nappe phréatique. La remontée de la nappe est le plus souvent un phénomène éphémère qui se manifeste la plupart du temps en hiver. L'eau sous la forme de nappe libre dans le sol occupe tous les interstices laissés par la porosité jusqu'à atteindre la saturation. La saturation limite ainsi les échanges avec l'atmosphère entraînant un déficit plus ou moins prolongé en oxygène dans le sol. Les modifications de ces conditions d'oxydoréductions ont des conséquences sur l'organisation et la nature des constituants du sol permettant la ségrégation du fer.

En absence d'oxygène, l'activité biologique diminue. Ceci permet le développement de micro-organismes anaérobies qui s'accompagnent de réactions d'oxydoréduction au cours desquelles des constituants minéraux du sol (NO_3^- , Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} , CO_2) acceptent des électrons et sont réduits en présence de matière organique en cours de décomposition. Ces réactions d'oxydoréduction modifient la mobilité relative des constituants minéraux par rapport à celle qui existe dans les sols aérés et conduisent à des redistributions particulières de certains éléments et notamment celui du fer.

Le fer est un bon indicateur de l'hydromorphie car il est très facilement réduit (i.e., mobilisation) ou oxydé (i.e., immobilisation). Lorsqu'un déficit en oxygène apparaît dans un sol saturé en eau, les composés manganiques sont les premiers à jouer le rôle d'accepteur d'électrons et à être réduits. Du fait de leur faible teneur dans le sol, leur rôle semble être limité dans le temps. En revanche, il paraît durer plus longtemps lorsqu'il est contrôlé par le système $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Les composés ferriques représentent une réserve importante susceptible d'accepter des électrons dans les réactions d'oxydoréduction. En ce qui concerne le fer, ces processus d'oxydoréduction se manifestent par des variations de couleur qui traduisent une redistribution particulière de cet élément sous sa forme réduite.

Tableau 3 : Synthèse des principaux horizons de référence qui interviennent dans ce travail et de leur signification (d'après AFES, 1995).

Horizon, couche ou matériau	Code	Caractéristiques
Horizon organique	O	- Horizon principalement constitué de débris ou de fragments végétaux morts plus ou moins transformés.
Horizon organo-minéraux	A	- Horizon contenant en mélange de la matière organique et de la matière minérale. Structuration d'origine biologique.
Horizon argilluvial (ancien horizon B "textural")	BT	- Horizon qui contient des argiles phylliteuses illuviales et qui se forme avec un horizon E qui se trouve au-dessus de lui ou en amont.
Horizon minéral	C	- Horizon minéral de profondeur qui diffère des couches R en ce que ses constituants ont subi, dans toute sa masse, une fragmentation importante et/ou une certaine altération chimique. Ils conservent en grande partie leur structure lithologique d'origine ce qui les différencie des horizons A, E, S et BT.
Horizon éluvial	E	- Horizon minéral ou organo-minéral, appauvri en fer et/ou en minéraux argileux phylliteux et/ou en aluminium avec concentration relative en minéraux résistants. Horizon d'éluviation par entraînement vertical, oblique ou latéral. Les éléments sont directement mobilisés ou libérés par altération. Ces matières quittent l'horizon sous la forme de solutions ou de suspensions.
Horizon à caractère rédoxique	g	- Horizon qui résulte de la succession dans le temps de processus de réduction-mobilisation du fer (e.g., périodes de saturation en eau) et de processus d'oxydation-immobilisation du fer (e.g., périodes de non saturation). Les horizons à caractère rédoxique correspondent donc à des engorgements temporaires.
Horizon labouré	L	- Horizon dont la morphologie et le fonctionnement sont artificialisés périodiquement par un labourage et/ou d'autres pratiques agricoles. Cet horizon résulte du travail d'une charrue ou de tout outil qui réalise un ameublement profond.
Horizon structural	S	- Horizon pédologique d'altération. Siège de processus tels que l'altération des minéraux primaires, libération d'oxy-hydroxydes de fer, etc. Ce qui se traduit par une structuration pédologique généralisée : une couleur différente, une néoformation de minéraux argileux. Les accumulations illuviales n'ont pas lieu et c'est ce qui permet de le différencier d'un horizon BT.
Horizon pélosolique	Sp	- Horizon très argileux (plus de 45% d'argiles). Les fentes de retrait sont nettes en été. Les caractères vertiques sont toujours présents, plus ou moins visibles selon les saisons.
Horizon à caractère vertique	v	- Horizon profond caractérisé par l'existence de nombreuses faces de glissement, luisantes, qui se recoupent suivant des angles de 10° à 60°. Elles résultent du glissement de masses de sol les unes par rapport aux autres lors de la réhumectation du sol. Au cours du dessèchement qui suit la période humide, la partie supérieure de cet horizon se rétracte et les fentes et des fissures apparaissent.
Couche de roche	R	- Roches, dures, massives ou peu fragmentées, avec généralement des diaclases et/ou des fissures. Ces dernières piègent des matières qui proviennent des horizons supérieurs. Des phénomènes de dissolution se produisent dans les joints de la roche.
Discontinuité lithologique	II	- Superposition de plusieurs matériaux.

La redistribution du fer dans le sol dépend des processus biochimiques, chimiques et physico-chimiques dont l'importance est fonction d'autres paramètres se rapportant à la nature et aux teneurs de certains constituants du sol (teneur en fer, d'argile) et au pH.

La migration du fer s'accroît lors du mouvement de l'eau libre ou lors de la diffusion en fonction de gradients chimiques existant dans les sols saturés ou en voie de dessèchement. À l'inverse, l'oxydation, due le plus souvent à la pénétration de l'oxygène dans le sol lors de son dessèchement, provoque une immobilisation du fer en des sites qui dépendent de la rapidité de l'oxygénation et par conséquent du dessèchement.

L'horizon qui traduit l'hydromorphie correspond à un niveau rédoxique (symbolisé par la lettre g, voir Tableau 3). Il est caractérisé par une juxtaposition de plages, de traînées grises et de taches, de nodules, voire de concrétions de couleur rouille. La répartition du fer est très hétérogène. La couleur des surfaces des unités structurales plus claires que celles de leur partie interne, résulte de la distribution centripète de fer migrant lors des périodes de saturation vers l'intérieur des agrégats, dans ce type d'horizon. Lorsque cette ségrégation se maintient, les immobilisations du fer tendent peu à peu à former des accumulations localisées, donnant des taches de couleur rouille, des nodules ou des concrétions.

Une ségrégation de fer de type rédoxique est donc à attribuer au développement successif des processus de réduction et de mobilisation puis d'oxydation et d'immobilisation du fer, intervenant respectivement pendant les périodes de saturation et de "vidange" de l'horizon. Le fer qui se redistribue dans ce type d'horizon peut provenir, dans des proportions plus ou moins importantes, d'horizons sus-jacents ou voisins, en liaison avec la circulation verticale ou latérale de la solution du sol. Il y a alors enrichissement en fer.

3.2.2 Formation d'un reg et développement d'une patine

Par rapport aux climats tempérés, l'épaisseur des sols en milieu désertique est beaucoup moins importante. On observe généralement à la surface de nombreux blocs de roche. Certains aspects de surface sont à considérer dans de tels environnements, tels que le mode d'affleurement des roches ainsi que l'altération de surface.

3.2.2.1 Le reg

La surface d'un environnement désertique se caractérise par des roches de compositions variées. Elles reposent directement sur un substratum rocheux ou sur un sol formé par du gravier fin de même composition ou par de plus fines particules assimilées à de la poussière. Ces surfaces sont définies classiquement sous le terme de "desert pavement" selon l'appellation anglo-saxonne ou de "reg" selon la nomenclature arabe.

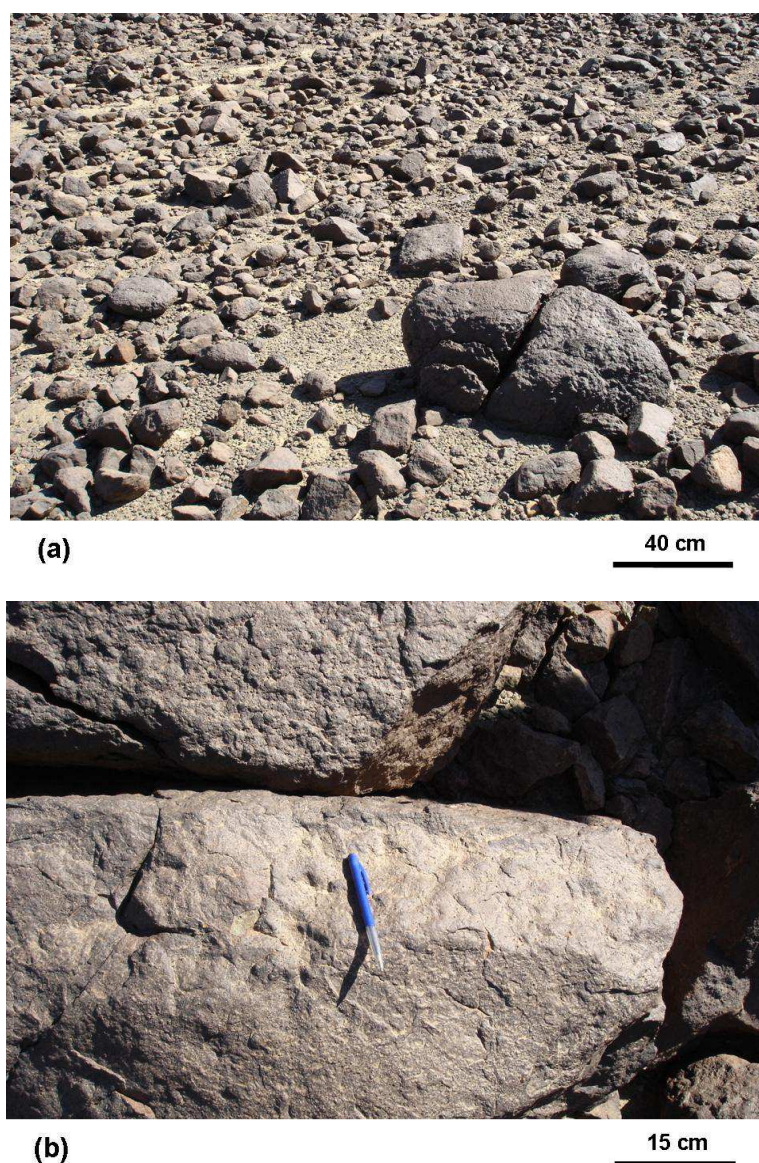


Figure 27 : (a) Reg composé de blocs de taille homogène issus de l'altération physique d'un gabbro et où se surimpose une altération météoritique favorisant la formation d'une patine. (b) Détail d'une patine bien développée à la surface d'un bloc de gabbro. La minéralogie primaire de la roche est masquée.

Les regs sont caractérisés par des blocs de roche dont la taille est variable selon les surfaces. Leur dimension demeure relativement homogène (Figure 27a). L'arrangement de ces éléments forme une véritable mosaïque qui donne à la surface un aspect rugueux. Le développement d'une telle configuration est essentiel pour qu'un substratum, en milieu désertique, soit stable. En effet, le reg joue le rôle de protecteur face à l'érosion du socle. Il se forme sur des surfaces où la pente est relativement faible et où la végétation est peu développée en raison des rares précipitations (Dan et al., 1982).

Dans un tel environnement, la stabilité physique d'un affleurement dépend de l'érosion et de l'altération mécanique. Ces deux dernières favorisent la fragmentation des roches de manière continue. L'expansion des couches externes est principalement produite par l'insolation qui permet l'exfoliation

des roches (c.f., § 3.1.1). Ce phénomène s'accompagne le plus souvent d'une oxydation et d'une hydratation des minéraux primaires (c.f., § 3.1.2) qui ont lieu grâce à la rosée de la nuit, seule source d'humidité dans un tel environnement en dehors des périodes de pluies.

Plusieurs théories sur la formation des regs ont été décrites. L'une d'entre elles l'explique par l'effet du vent et/ou de l'eau qui érodent les blocs de roche en surface pour donner des blocs et des particules plus fines (Parsons et al., 1992). Cette théorie est souvent contestée ou du moins peu appliquée car certaines surfaces peuvent présenter des croûtes (e.g., calcrete) empêchant l'action de la déflation (i.e., érosion par le vent). La déflation peut favoriser le maintien du reg mais difficilement en créer un. Les études menées par McFadden et al. (1987), confirmées plus tard par Wells et al. (1995) et Haff et Werner (1996), suggèrent que ce type de surfaces se forme grâce à deux processus majeurs favorisés par l'altération physique qui sont :

- d'une part, l'accumulation de débris rocheux (i.e., des clasts) sur les pentes, et d'autre part le mouvement de masses et de fragments de roche qui dévalent les pentes ;
- la mise en suspension de clasts sous la forme de particules éoliennes qui finissent par s'infiltrer entre les blocs de roche.

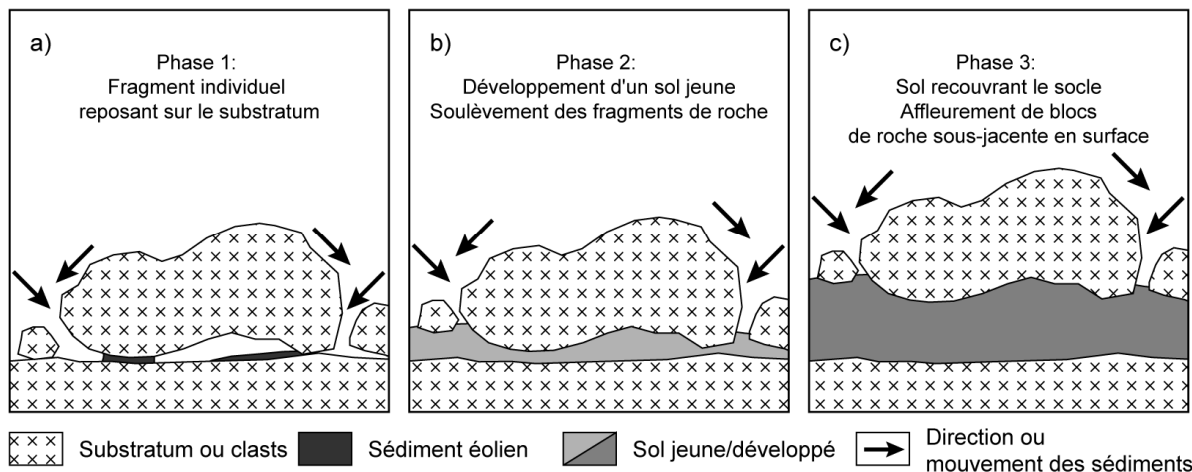


Figure 28 : Hypothèse de formation d'un reg (d'après Anderson et al., 2002). Phase 1 : Un bloc de même composition que le socle affleure en surface. Du sédiment éolien percole sous ces fragments. Phase 2 : Léger soulèvement des fragments de roche par accumulation de poussières éoliennes qui finissent par former un sol jeune. Phase 3 : Stade final, le socle est couvert par un sol caractéristique des milieux désertiques. Même si la roche sous-jacente est recouverte, elle affleure en surface grâce aux fragments qui ont été soulevés.

L'application d'un tel modèle exige la présence de fragments de roche et un apport de fines particules (Anderson et al., 2002). Les blocs de roche - qui dans un premier temps sont au contact avec le substratum - sont au fur et à mesure séparés de celui-ci (Figure 28a) par l'infiltration de poussières éoliennes qui passent par les vides laissés entre les blocs de roche (Figure 28b) et s'insinuent dans les plus petits interstices à la faveur de dilatation rétractation des blocs soumis à de très forts écarts de

température. Le stade final montre une surface composée par des blocs de roche qui reposent sur une fine couche de sol riche en particules qui recouvrent le substratum (Figure 28c). Dans ce cas de figure, le reg protège le substratum et favorise l'accumulation *in situ* de blocs de plus petite taille qui à leur tour se défragmentent pour donner de plus petites particules. McFadden et al. (1987) suggèrent que les matériaux qui caractérisent un reg naissent et demeurent en surface. Ceci implique que les fragments qui se trouvent en surface sont de même composition que ceux de la roche sous-jacente qui leur a donné naissance.

Une remarque est tout de même à préciser concernant les regs. Les cours d'eau en milieu désertique, appelés oueds ou wadis (e.g., en Oman), peuvent transporter de grandes quantités de matériaux de natures différentes. Une fois déposés - et parfois fossilisés - des phénomènes similaires peuvent avoir lieu à la différence que les blocs qui sont en surface n'auront aucun lien génétique avec la roche sous-jacente enfouie sous l'apport sédimentaire.

Dans la nature, les différents stades d'évolution d'un reg proposés sur la Figure 28 peuvent être rencontrés. L'identification de la géologie sous-jacente par télédétection est évidente dans le premier cas. Les produits d'altérations finaux (i.e., blocs, graviers) ont généralement une composition très proche de celle des roches dont ils dérivent. Par conséquent leur réponse spectrale de surface sera similaire. C'est également possible dans les deux autres cas, et ceci malgré le fait que le substratum soit recouvert par un sol composé de sédiments éoliens hérités, grâce à la remontée progressive des blocs de même composition que la lithologie sous-jacente. En revanche, l'exposition de ces roches aux conditions atmosphériques verra leur aspect externe changer suite à la formation d'une patine.

3.2.2.2 Le vernis du désert ou patine

Les roches qui affleurent dans les milieux arides et semi-arides durant une période relativement longue développent en surface une couche de couleur noire à noire brune appelée patine (Figure 27a et b). Elle est aussi connue sous le nom de vernis du désert (desert varnish) ou vernis des roches (rock varnish). Elle se manifeste sur les roches qui sont en place (i.e., affleurements massifs) et sur celles qui n'ont pas subi un transport depuis de longues périodes comme c'est le cas des blocs qui constituent un reg. Les roches qui sont enfouies ou préservées des effets externes sont dépourvues de cette patine et acquièrent une tonalité orange, jaune ou préservent tout simplement leur couleur naturelle.

Les patines sont généralement formées par une superposition de couches épaisses de l'ordre du micromètre composées d'argiles détritiques qui font entre 2 et 500 μm d'épaisseur (Potter et Rossman, 1977 ; Perry et Adams, 1978 ; Taylor-George et al., 1983), mais qui d'une manière générale oscille entre 10 et 30 μm (Dorn et Oberlander, 1982). Au fur et à mesure que le temps passe, les patines deviennent de plus en plus épaisses et continues.

3.2.2.2.1 Mode de formation et origine des patines

La formation des patines peut prendre entre 1000 et 10000 ans (Dorn et Oberlander, 1982). Plus le temps d'exposition des roches est long, plus la patine qui les constitue s'assombrit et s'épaissit. Reneau (1993) par exemple s'est servi de cette propriété pour dater de manière relative des surfaces.

Un grand nombre d'études attribue une origine externe au vernis du désert qui caractérise la surface des roches. Il se formerait par accrétion de poussières qui sont transportées tout d'abord par le vent et qui viennent ensuite se plaquer contre la roche. Son origine semble être indépendante de la nature de la roche mère en raison des taux élevés en Mn et en Fe rencontrés par rapports aux roches fraîches (Perry et Adams, 1978 ; Potter et Rossman, 1979a ; Broecker et Liu, 2001). Nombreux sont les travaux qui proposent un modèle d'altération biogéochimique permettant d'expliquer l'enrichissement en Mn rencontré dans la plupart des surfaces patinées. L'oxydation de cet élément serait favorisée par la présence de microorganismes tels que des bactéries ou des champignons (Dorn et Oberlander, 1981 ; 1982). Mais les principales variations rencontrées dans les surfaces patinées correspondent aux rapports entre les différents éléments chimiques qui les constituent ainsi que la proportion de particules qui sont présentes (Perry et Adams, 1978 ; Dorn et Oberlander, 1982).

3.2.2.2.2 Composition des patines

Les premiers à avoir étudié la composition d'une patine sont Engel et Sharp (1958). Suite à l'analyse d'échantillons prélevés dans le désert du Mojave (Etats-Unis), ils ont démontré que la patine est constituée de matériaux qui présentent des caractères amorphes aux rayons X. La composition en éléments traces confirme l'origine externe associée à des particules ramenées par le vent dont la composition est proche de celles rencontrées dans le matériel alluvionnaire environnant. Plus tard, à partir d'analyses à la microsonde, Hooke et al. (1969) ont identifié la série d'éléments qui caractérisent les patines. D'une manière générale, elles seraient composées par de l'O, H, Si, Fe, Mn, Ca, Mg, Na, et par du K. Néanmoins, le Fe_2O_3 , le MnO ainsi que l' H_2O peuvent présenter des teneurs plus fortes que la roche source. En faisant des analyses le long de transects, allant de la roche fraîche à la surface, tous les 10 μm , ils ont observé un changement systématique de la composition de la roche vers l'extérieur et plus particulièrement pour les concentrations en Fe_2O_3 et de MnO, attribuant à cette couche une nature riche en fer et en manganèse. Des fortes teneurs en Si, Al et K ont été rencontrées à proximité de la limite roche/patine. De plus, ils ont observé une forte corrélation entre l' Al_2O_3 et le K_2O sur l'ensemble des échantillons analysés. Les faibles corrélations entre les compositions observées sur la patine par rapport à celles de la roche les a emmené à dire que le Mn, le Fe et le Ti ont une origine externe. Des résultats similaires ont été obtenus par Allen (1978). En revanche, la limite entre une couche riche en silice et une autre plus riche en fer et en manganèse n'a pas été observée. Au contraire, ils ont rencontré du Si dans la couche qui contient ces métaux. La source en Mn a à nouveau été attribuée à une origine externe d'autant plus que cet élément présente une forte corrélation avec le Fe et le Mg, confirmant cette interprétation.

La présence de minéraux argileux dans le vernis du désert a suscité l'intérêt de Potter et Rossman (1977). Ils ont caractérisé les éléments qui constituent les patines en utilisant plusieurs techniques telles que la spectroscopie infrarouge, la diffraction des rayons X (DRX) et la microsonde électronique. Les constituants argileux identifiés par spectrométrie correspondent à de l'illite associée à de faibles quantités de smectites (montmorillonite). Les résultats obtenus par DRX, assez diffus, ont néanmoins permis de confirmer la présence de ces deux argiles à partir des pics caractéristiques mais aussi celle de faibles quantités de kaolinite. La composition en éléments majeurs obtenus à partir des analyses à la microsonde électronique montrent que ces argiles constituent au moins 70% des patines. Ils concluent à nouveau que l'ensemble des éléments qui forment cette couche a une origine étrangère à la roche. En revanche, une des conclusions les plus significatives de cette étude est le rôle joué par ces argiles. Leur présence semble être primordiale car elles favorisent par capillarité le mouvement des solutions permettant la fixation des oxydes de fer et de manganèse.

Ces mêmes chercheurs se sont intéressés plus tard aux oxydes de fer et de manganèse présents dans les patines (Potter et Rossman, 1979a, b). Par spectrométrie infrarouge, ils ont démontré que l'oxyde de manganèse serait de la Birnessite, caractérisée par des cristaux inférieurs à 0,1 μm inhibant une bonne signature aux DRX. Ceci explique le caractère amorphe de ce minéral mal observé par cette dernière méthode, alors que l'oxyde de fer a été attribué à de l'hématite. La couleur sombre de la patine présente sur les échantillons de roche serait donc attribuée à la combinaison de ces deux oxydes et plus particulièrement à l'influence de la Birnessite.

3.2.2.2.3 Morphologie des patines

La morphologie de certaines patines a été décrite comme ayant une structure en concrétions (Perry et Adams, 1978). Elle consiste en une alternance de couches riches et pauvres en Mn comme c'est le cas sur la Figure 29. Des poches peuvent être observées à l'intérieur de ces structures laminées, constituées d'argiles, de quartz, de feldspath et d'hématite (Perry et Adams, 1978). Ces poches remplissent les cavités préexistantes aux anciennes concrétions. À la surface, ces structures forment des petits monticules qui semblent se développer à partir d'une excroissance de la patine. Dans tous les cas, le développement d'une alternance de couches pauvres en Mn suggère un processus de mise en place cyclique et dépendant des conditions externes. La texture des patines peut être soit en concrétion (Perry et Adams, 1978) ou soit lamellaire (Potter et Rossman, 1979a). Cette dernière texture n'est obtenue que si l'accumulation d'argiles est suffisamment rapide (Dorn et Oberlander, 1982).

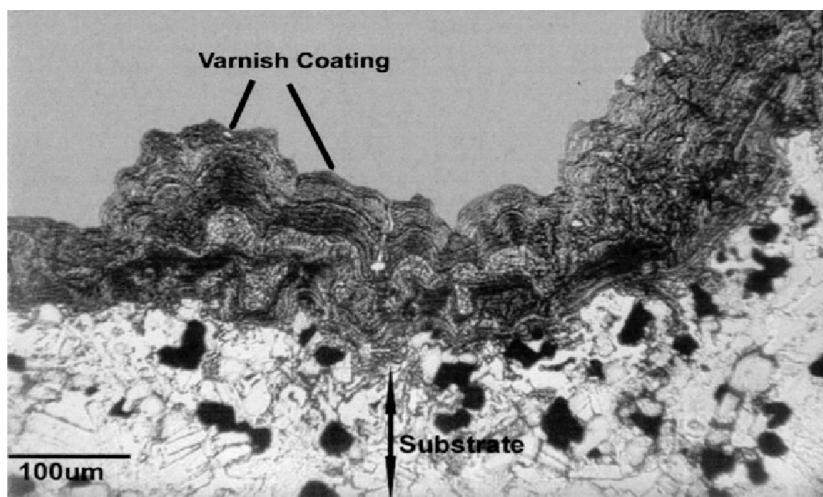


Figure 29 : Photo d'une lame mince illustrant la patine d'un échantillon prélevé dans le désert de l'Arizona. Les bandes sombres sont riches en manganèse tandis que celles qui sont plus claires en sont appauvries (Perry et al., 2003).

3.2.2.2.4 Etude des patines en Oman

Pontual (1990) a effectué une étude exhaustive sur les différents types de patines rencontrées en Oman et ceci pour différentes lithologies. Comme pour les études décrites précédemment, les patines qui se développent en Oman sont dominées par le Si, l'Al, le Mg et le K avec des proportions variables en Fe et en Mn ainsi que de faibles concentrations en Ca, Ba, Ti, S et Na. Cette composition est en accord avec un mélange d'argiles et d'oxydes de manganèse et de fer qui cimentent l'argile. L'oxyde de Mn semble être de la Birnessite (Pontual, 1990), difficilement détectable par spectrométrie en raison de la taille réduite des cristaux (Potter et Rossman, 1979). L'oxyde de fer est de l'hématite. Les analyses aux DRX suggèrent la présence d'interstratifiés illite/smectite et de la kaolinite. Le mélange entre la patine et les minéraux frais s'opère le long de fractures et à la limite de grains sans doute favorisés par une faible percolation d'eau. Le vernis du désert rencontré en Oman a la particularité de ne pas se développer sur toute la surface. Il se concentre principalement dans des creux présents à la surface des roches.

Comme pour les cas décrits précédemment, les patines d'Oman se développent par une accréation de poussières éoliennes qui sont transportées sur de grandes distances. Ce mécanisme favorise l'homogénéisation des constituants externes de la patine. Seul un faible pourcentage des éléments rencontrés dans la patine est d'origine locale.

Pontual (1990) a également observé des figures laissant supposer une activité microbienne comme le proposent les travaux de Perry et Adams (1978). Ces colonies de microbes favorisent la cimentation de la poussière en oxydant le manganèse trouvé dans l'atmosphère. Dans tous les cas, à cette activité se surimposent des processus physico-chimiques de cimentation des argiles et des poussières se produisant sur de longues périodes. L'un des principaux facteurs qui restreint le complet

développement d'une patine en Oman est la topographie. Les affleurements sont exposés constamment à une érosion, qui, sur de longues périodes favorise le renouvellement des surfaces.

4. Spectrométrie

La télédétection est la technique qui permet l'acquisition des informations caractéristiques d'une cible à l'aide d'un capteur placé à une certaine distance de celle-ci.

Les instruments couramment utilisés en télédétection mesurent le rayonnement électromagnétique initialement émis par le soleil et réfléchi ou émis ensuite par la surface. Dans le but d'exploiter au mieux la source d'information fournie par ces appareils, il semble important de comprendre d'une part la physique du rayonnement électromagnétique et d'autre part son interaction avec l'atmosphère et avec les constituants des surfaces qui sont concernées dans cette étude tels que les minéraux, les roches et les sols.

Ce chapitre vise à présenter au lecteur les bases de la télédétection hyperspectrale. Il se compose de trois parties. Dans la première, sont définis le rayonnement électromagnétique, les grandeurs physiques analysées, les causes des absorptions présentes dans les spectres ainsi que les phénomènes qui peuvent éventuellement modifier leur forme. La signature spectrale des principaux constituants qui sont susceptibles d'être rencontrés dans ce travail est également présentée. La deuxième partie est consacrée à la télédétection hyperspectrale, une technique qui permet d'observer et mesurer des cibles à distance avec un grand nombre de canaux et une haute résolution spectrale. Finalement, dans la troisième partie sont exposés les différents instruments qui permettent l'enregistrement et la validation des données spectrales utilisées ensuite pour des applications à la cartographie géologique par télédétection. Différentes échelles d'observation interviennent telles que les analyses faites en laboratoire, sur le terrain ou à l'aide d'un instrument aéroporté.

4.1 La spectrométrie de réflectance

4.1.1 Théorie du rayonnement électromagnétique

La lumière est un rayonnement électromagnétique qui peut être conçu à la fois comme une onde ou comme un flux de particules. Par conséquent, elle peut être soit définie par une fréquence, soit par une longueur d'onde. Sa définition en tant que flux d'énergie la décrit sous la forme de paquets discrets d'énergie, ou quanta, appelées photons (Q en Joules) et qui contiennent une énergie proportionnelle à la fréquence correspondante. Cette relation est formulée par la loi de Planck (Eq. 4.1) :

$$Q = h \cdot \nu \quad (4.1)$$

où h est la constante de Planck ($6,625 \cdot 10^{-34}$ J·sec) et ν est la fréquence du rayonnement. Ce qui peut également s'exprimer en fonction de la longueur d'onde comme le montre l'équation 4.2 :

$$Q = \frac{h \cdot c}{\lambda} \quad (4.2)$$

où c est la vitesse de la lumière et λ est la longueur d'onde. Par conséquent, plus l'énergie du photon est élevée, plus la longueur d'onde est courte et la fréquence est grande. Par ailleurs, la vitesse de la lumière est donnée par la relation :

$$c^2 = \frac{1}{\epsilon \cdot \mu} \quad (4.3)$$

où ϵ est la permittivité diélectrique (dans le vide : $\epsilon_0 = 8,854187 \cdot 10^{-12}$ F·m⁻¹), μ est la perméabilité magnétique (dans le vide : $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ H·m⁻¹). Soit la vitesse de la lumière dans le vide :

$$c = \sqrt{\frac{1}{\epsilon_0 \cdot \mu_0}} = 299792458 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \quad (4.4)$$

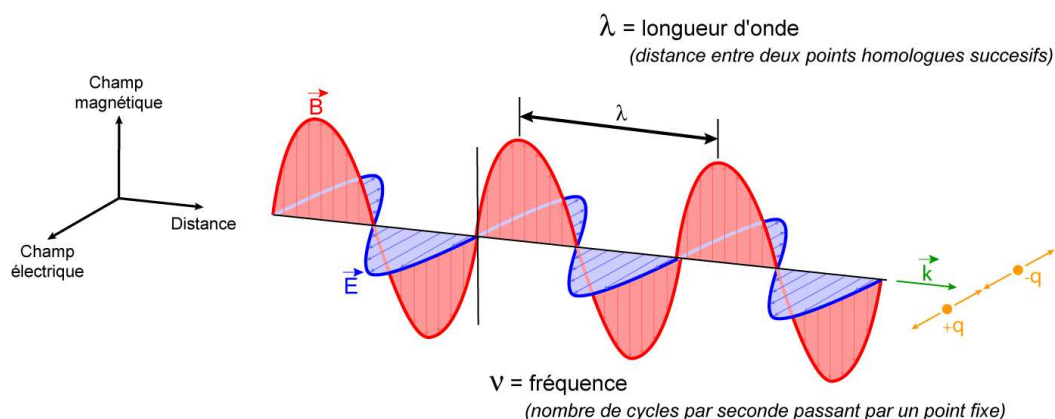


Figure 30 : Propagation d'une onde électromagnétique. La longueur d'onde est définie par la distance qui sépare deux crêtes d'une onde. L'amplitude est la hauteur de l'onde et la fréquence est le nombre d'oscillations

qui se reproduisent pendant une durée de temps déterminée. Le champ électrique (\vec{E}) et le champ magnétique (\vec{B}) sont toujours orthogonaux. \vec{k} est le vecteur d'onde et q la charge électrique.

La théorie de Maxwell décrit le rayonnement électromagnétique comme une oscillation couplée entre le champ électrique et le champ magnétique qui se propagent simultanément. L'équation 4.5 décrit l'interaction entre la longueur d'onde (λ) et la fréquence (ν) du rayonnement (voir Figure 30).

$$c = \lambda \cdot \nu \quad (4.5)$$

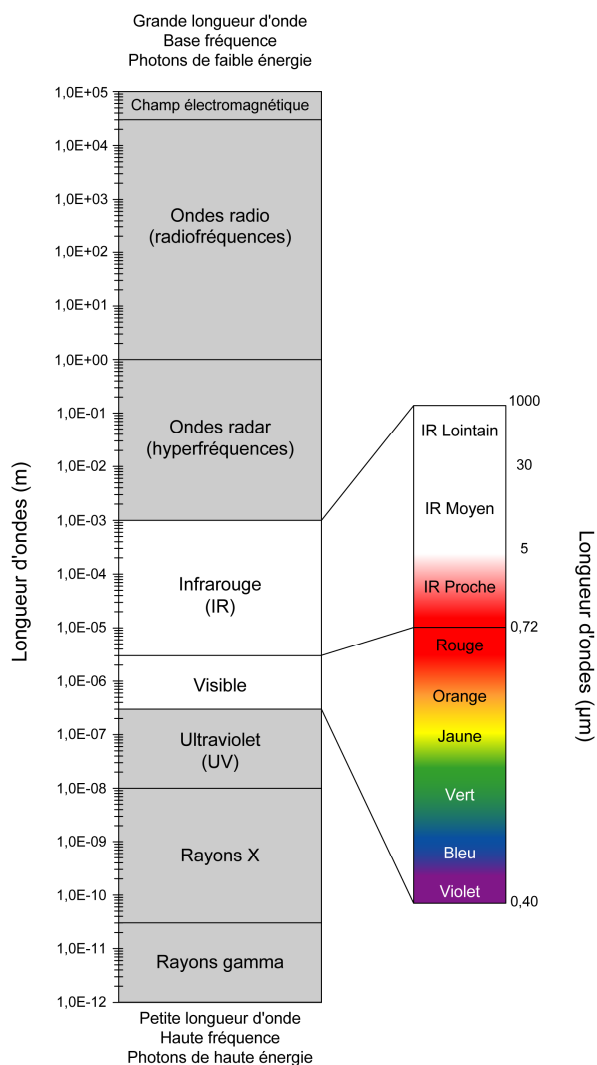


Figure 31 : Grands domaines de longueur d'ondes du spectre du rayonnement électromagnétique. Le domaine du visible a été mis en avant pour rendre compte des longueurs d'ondes perçues par l'œil humain.

Les unités de périodicité utilisées en spectroscopie pour mesurer les longueurs d'ondes du rayonnement électromagnétique sont généralement données en mètres (m), en centimètres (cm), en micromètres (μm) ou en nanomètres (nm). Leur choix reste fortement dépendant de la gamme de longueur d'ondes étudiée. La fréquence est donnée en hertz (Hz). Le spectre électromagnétique est la décomposition du rayonnement électromagnétique selon ses différentes composantes en terme de

longueur d'ondes. Il correspond à des niveaux d'énergie bien distincts (Figure 31). Le rayonnement à courte longueur d'onde est représenté par les rayons gamma. Ils sont caractérisés par de hautes fréquences et de forts quanta d'énergie. Au contraire, le rayonnement à grande longueur d'onde, tel que les ondes radio, se caractérise par des basses fréquences et par de faibles quanta d'énergie. Le domaine du visible (0,40 - 0,70 μm), qui correspond aux niveaux d'énergie auxquels l'œil humain est sensible, représente seulement une petite portion du spectre.

Les instruments généralement utilisés en télédétection passive couvrent les domaines de l'ultraviolet (UV= 0,01 - 0,40 μm), du visible (V= 0,40 - 0,70 μm), du proche infrarouge (PIR= 0,70 - 1,40 μm) et de l'infrarouge à courte longueur d'onde (SWIR³= 1,40 - 3,10 μm). Certains appareils analysent également l'infrarouge thermique (IRT= 8,00 - 13,00 μm , maximum d'émission propre de la Terre) et les hyperfréquences (i.e., lorsque la longueur d'onde est de l'ordre du centimètre). Le domaine des hyperfréquences est toutefois davantage utilisé en mode actif, c'est à dire en télédétection de la rétrodiffusion d'un signal radar. L'examen de cette vaste gamme de longueurs d'ondes permet l'accès à une multitude de propriétés physiques et chimiques des matériaux observés. La discrimination des roches et des sols passe par la compréhension des bandes d'absorptions attribuables aux différentes propriétés physiques et chimiques de la matière. Elles peuvent être donc utilisées pour aider à l'identification des différents minéraux qui les constituent.

4.1.2 Quelques définitions des grandeurs physiques analysées⁴

- Le flux (*radiant flux*) et la densité de flux (*radiant flux density*)

Le flux (Φ) est l'énergie rayonnée par unité de temps et s'exprime en $\text{J}\cdot\text{s}^{-1}$ ou en Watt (W). Les termes flux de photons (énergie quantifiée par unité de temps) ou flux lumineux (partie visible de la lumière) sont également utilisés en télédétection. Lorsque le flux est constant l'énergie totale au temps t s'écrit :

$$E = \Phi \cdot t \quad (4.6)$$

En revanche, si le flux varie au cours du temps (e.g., entre t_1 et t_2) l'équation 4.6 s'écrit :

$$E = \int_{t_1}^{t_2} \Phi(t) dt \quad (4.7)$$

La densité de flux correspond au flux intercepté par une surface plane divisé par sa superficie. Ce flux peut être incident ou réfléchi/émis sur une surface plane. La densité de flux est appelée éclairement (*irradiance*) lorsque ce flux est incident et luminance énergétique (*radiance*) lorsqu'il est réfléchi/émis. Ils sont notés en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

³ SWIR : de l'anglais Shortwave Infrared.

⁴ Les termes en anglais sont indiqués en italique.

- Emission

Les matériaux dont la température diffère du zéro absolu émettent un rayonnement électromagnétique qui est caractéristique de celle-ci en raison de l'agitation thermique des particules qui le constituent. Le spectre d'émission est donc fonction de sa température.

La notion de corps noir doit donc être introduite. Le corps noir correspond à un émetteur thermique idéal, parfaitement émissif et absorbant. La luminance du corps noir pour une longueur d'onde (λ) particulière est définie selon la loi de Planck :

$$L_{\lambda} = \frac{k_1 \cdot \lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{k_2}{\lambda \cdot T}\right) - 1} \quad (4.8)$$

avec $k_1 = 3,74 \cdot 10^{-6} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, $k_2 = 1,44 \cdot 10^{-2} \text{ m} \cdot ^\circ\text{K}$ et T la température en $^\circ\text{K}$.

La Figure 32 montre les courbes d'émission d'un corps noir selon différentes températures. Chaque courbe représentative de L_{λ} passe, en fonction de la température, par un maximum différent. Cette relation est définie par la loi de Wien :

$$\lambda_{\max} = \frac{k}{T} \quad (4.9)$$

avec $k = 2,89810 \text{ m} \cdot ^\circ\text{K}$.

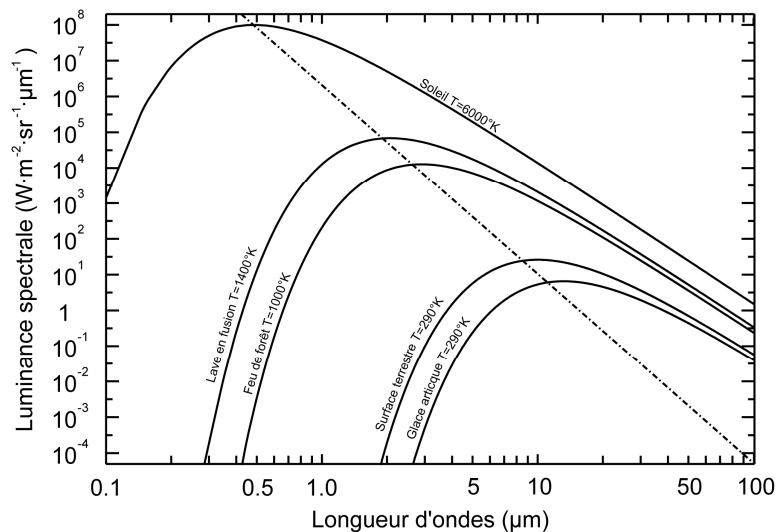


Figure 32 : Luminance spectrale d'un corps noir à différentes températures. La droite qui passe par les maxima de chaque courbe exprime la loi de Wien (d'après Bonn et Rochon, 1992).

En fonction de leur température tous les corps émettent un rayonnement qui leur est propre et caractéristique. Ce phénomène fait appel à l'émissivité spectrale (ϵ) et s'exprime par le rapport entre la luminance du corps (L_{corps}) et la luminance du corps noir (L_{cpnoir}) à la même température :

$$\varepsilon(\lambda) = \frac{L_{\text{corps}}(T)}{L_{\text{cpnoir}}(T)} \quad (4.10)$$

Ce rapport est inférieur à 1 et dépend de la nature du corps et de son état de surface. L'océan par exemple, avec une émissivité proche de 0,98 présente un comportement de corps noir.

L'infrarouge thermique correspond au domaine de longueur d'onde pour lequel un capteur pourra mesurer le rayonnement propre de la Terre. Une limite pratique a ainsi été définie à 2,50 μm entre une télédétection IR de réflexion de la lumière solaire et une télédétection IR thermique de rayonnement propre de la Terre.

- **Emittance (*radiant excitance*)**

L'émittance (M) est la puissance émise ($d\Phi$) par unité de surface (dA) d'une source étendue dans tout un hémisphère et est notée en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Il s'agit donc de la luminance intégrée sur toutes les directions d'un demi-espace (sur un hémisphère).

$$M = \frac{d\Phi}{dA} = \pi \cdot L \quad (4.11)$$

- **Notion d'angle solide (*solid angle*)**

La notion d'angle solide est fondamentale lors de la mesure d'un flux. L'angle solide ($d\theta$) est matérialisé par un cône et est défini par la relation suivante :

$$d\theta = \frac{dA}{r^2} \quad (4.12)$$

avec dA l'aire que découpe le cône sur une sphère de rayon r dont le centre est au sommet du cône (Figure 33). L'angle solide a pour unité le stéradian (sr). Par exemple, l'angle solide correspondant à tout l'espace autour d'un point vaut 4π sr.

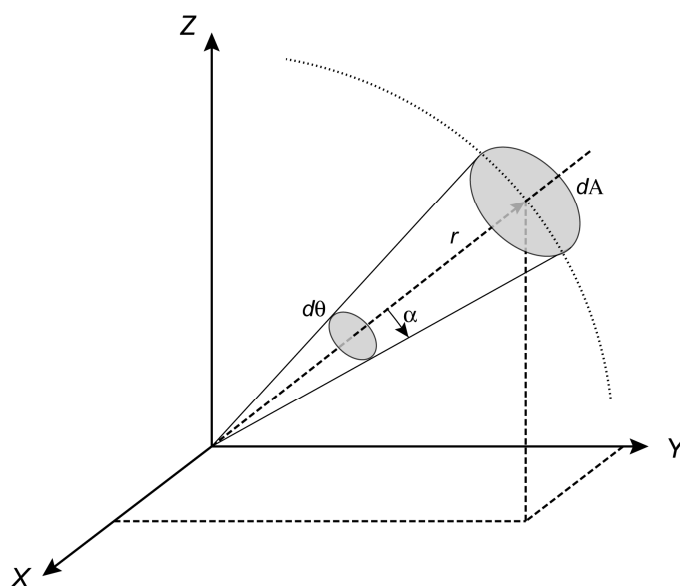


Figure 33 : Le concept d'angle solide.

- Intensité énergétique (*radiant intensity*)

L'intensité énergétique (I_A) d'une source A dans une direction donnée correspond au flux ($d\Phi$) par unité d'angle solide ($d\theta$) dans cette direction (Figure 34). Elle s'exprime en $\text{W}\cdot\text{sr}^{-1}$. Si la source irradie de la même manière dans toutes les directions (i.e., source isotrope) alors l'intensité énergétique est de la forme :

$$I_A = \frac{d\Phi}{d\theta} \quad (4.13)$$

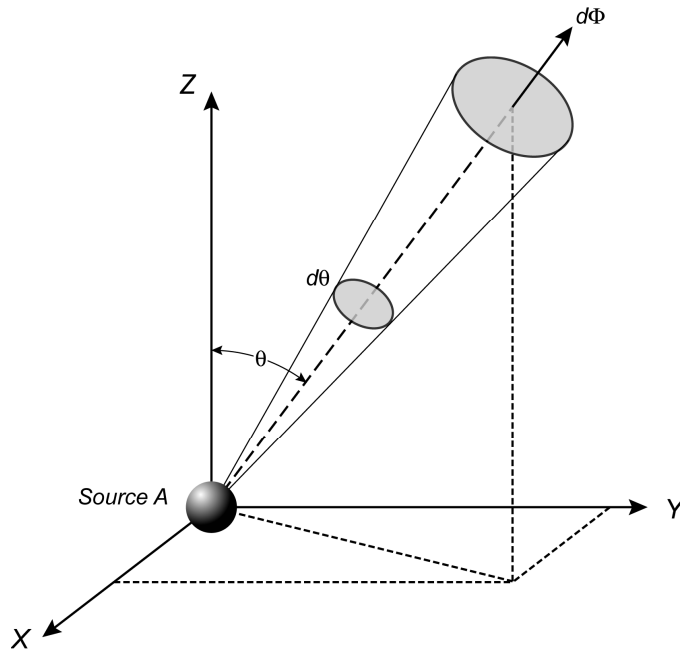


Figure 34 : Le concept d'intensité énergétique.

- Luminance énergétique (*radiance*)

La luminance (L) est l'intensité énergétique ($d\Phi$) émise ou réfléchie par unité de surface apparente ($dA \cdot \cos \theta$) et par unité d'angle solide ($d\theta$) à partir d'une source étendue dans une direction donnée (Figure 35).

$$L = \frac{d^2\Phi}{d\theta \cdot dA \cdot \cos \theta} = \frac{I}{dA \cdot \cos \theta} \quad (4.14)$$

L'unité utilisée pour la décrire est le $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$. Cette notion est très importante car l'énergie mesurée au niveau d'un capteur est proportionnelle à la luminance de la source observée. Dans la pratique cette mesure est faite par intervalle de longueur d'onde $d\lambda$ et l'unité de mesure devient le $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{nm}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$.

Si la luminance est indépendante de θ et de φ (i.e., si elle est la même dans toutes les directions) la source est dite "lambertienne". En revanche, dans la nature, les surfaces sont très rarement lambertiennes.

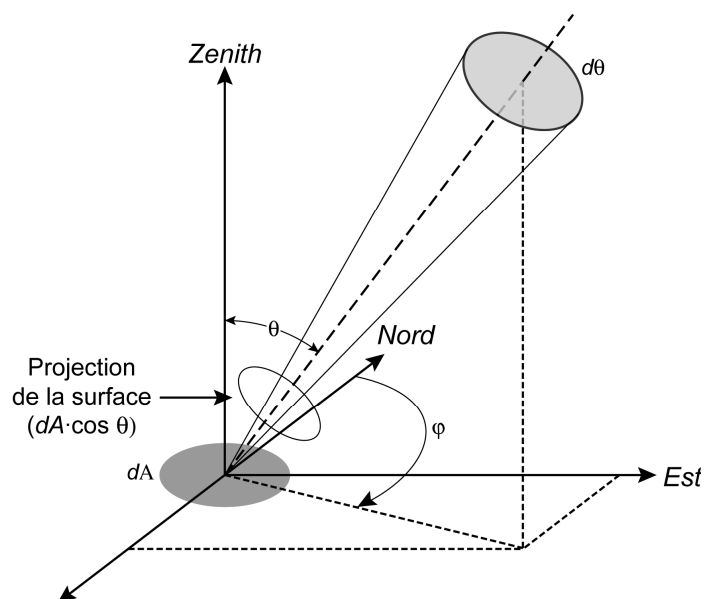


Figure 35 : Le concept de luminance.

- Réflectance

La réflectance (ρ) est le rapport entre le flux d'énergie réfléchi par une surface (i.e., luminance ou *radiance*) sur le flux d'énergie reçue par cette même surface (i.e., éclairement ou *irradiance*) pour une longueur d'onde donnée (Figure 36). Elle s'exprime sous la forme :

$$\rho = \frac{\pi \cdot L}{E} \quad (4.15)$$

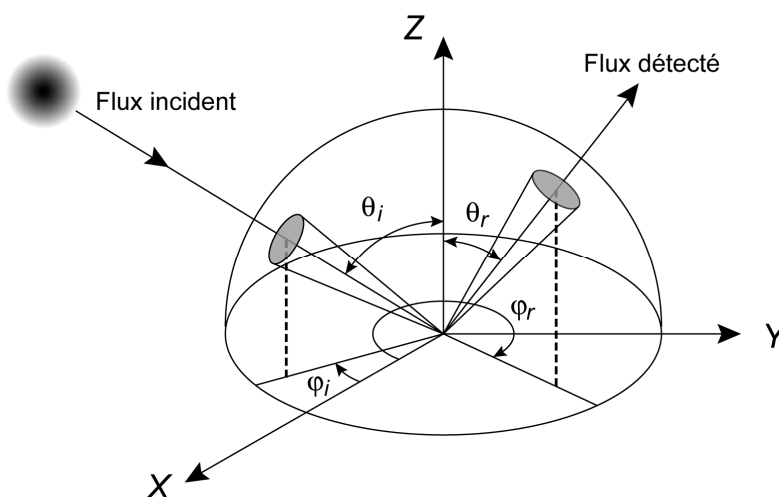


Figure 36 : Le concept de la réflectance bidirectionnelle. θ_i = angle incident, θ_r = angle réfléchi, ϕ_i = angle azimutal incident et ϕ_r = angle azimutal réfléchi.

Lorsque l'éclairement provient d'une direction particulière ($E_{\text{dir_inc}}$) et que la luminance de la surface exposée est elle-même une direction particulière dirigée vers un détecteur ($L_{\text{détect}}$), la réflectance présente alors un caractère bidirectionnel (ρ_b) notée le plus souvent BRDF⁵.

$$\rho_b = \frac{L_{\text{détect}}}{E_{\text{dir_inc}}} \quad (4.16)$$

Ce même rapport relatif à l'ensemble des radiations est appelé albedo.

La quantité d'énergie reçue à la surface du globe dépend de l'élévation du soleil dans le ciel et par conséquent de l'angle d'incidence des rayons émis. Elle est fonction de la localisation géographique, de la saison, de l'heure du jour, de la configuration de surface (i.e., topographie et rugosité) et des propriétés physiques et chimiques des objets.

La réflectance diffuse (ρ) est le rapport de la luminance d'une cible sur la luminance d'une référence constituée par un diffuseur parfait lambertien, en pratique un Spectraton®.

$$\rho = \frac{L_{\text{cible}}}{L_{\text{référence}}} \quad (4.17)$$

Une cible présentant de fortes réflexions spéculaires pourra ainsi produire des "réflectances diffuses" supérieures à 1.

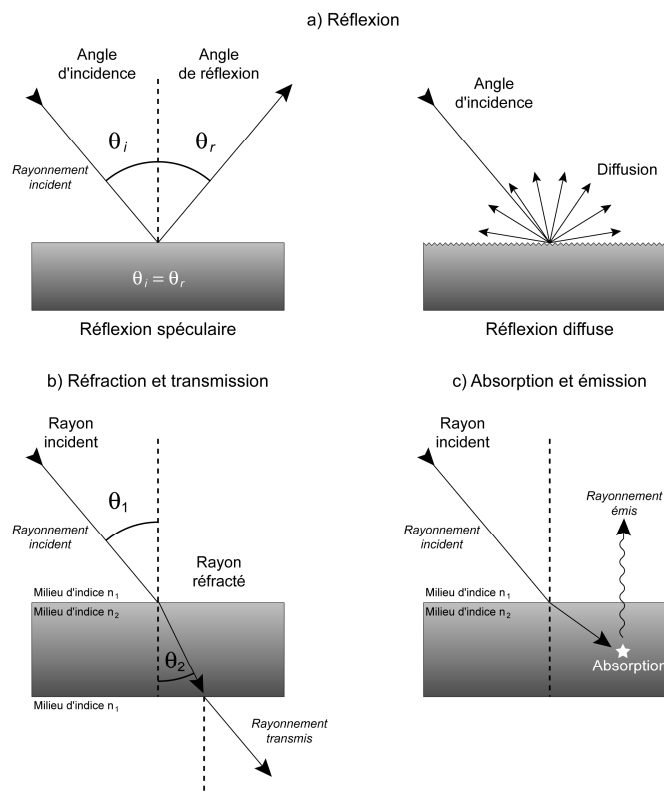


Figure 37 : Illustration des phénomènes de réflexion spéculaire et diffuse (a), de réfraction et de transmission à l'interface de deux milieux différents (b) et d'absorption et d'émission de la lumière par un corps (c).

⁵ BRDF : de l'anglais Bidirectionnal Reflectance Distribution Function.

- Réflexion

La réflexion se manifeste à l'interface séparant deux milieux où les vitesses de propagation sont différentes. Si la surface est plane par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident la réflexion est dite spéculaire (Figure 37a). Elle obéit alors aux lois de Descartes (i.e., l'angle d'incidence est égal à l'angle de réflexion). Si la surface de séparation présente des caractères rugueux par rapport à la longueur d'onde, il y a réflexion diffuse (Figure 37a). L'énergie peut alors être rediffusée dans toutes les directions dans l'hémisphère d'où provient le rayonnement incident et n'obéit plus aux lois de Descartes. Si le rayonnement n'est pas absorbé, alors il est transmis par le matériau.

- Réfraction

La réfraction accompagne généralement la réflexion lorsque le milieu dont la surface est soumise au rayonnement incident offre une certaine transparence aux ondes. Celles-ci pénètrent alors dans le milieu mais leur direction de propagation est modifiée (Figure 37b).

- Diffusion

Lorsque les particules en suspension dans un milieu sont soumises à un rayonnement électromagnétique, elles peuvent jouer le rôle de sources secondaires. Elles sont susceptibles de réfléchir ce rayonnement dans toutes les directions faisant appel aux mécanismes de la diffusion.

En fonction de la taille des particules et de la longueur d'onde du rayonnement, trois types de diffusions sont à distinguer :

- La diffusion élastique de Mie : Elle concerne les particules dont les dimensions sont de même ordre de grandeur que la longueur d'onde. L'intensité du rayonnement diffusé s'exprime alors en $1/\lambda$ ou $1/\lambda^2$.
- La diffusion élastique de Rayleigh : Elle s'applique aux particules de taille inférieure à la longueur d'onde. L'intensité du rayonnement diffusé est en $1/\lambda^4$.
- La diffusion inélastique Compton ou Raman : Elle concerne une diminution ou un accroissement de la fréquence du rayonnement. Une des conséquences de ce type de diffusions est la luminescence.

A la surface d'un milieu continu les modèles de diffusion s'appuient sur la réalisation de modèles de géométrie des surfaces. Ce sont par exemple des modèles de distribution des hauteurs (amplitude moyenne de la rugosité) et de distribution de facettes donné par une analyse de leur auto-corrélation (longueur d'onde moyenne de la rugosité), à partir desquels le calcul d'une fonction d'ombrage permet de calculer une variation d'intensité de réflexion en fonction d'une rugosité (Figure 38, BRDF, e.g., Despan et al., 1998). En synthèse d'image, la contribution relative de la réflexion diffuse bi-directionnelle et de la réflexion spéculaire est utilisée pour définir par un indice de brillance. Celui-ci pourrait être utilisé ici pour décrire l'état de surface d'un grain de sable poli et luisant, à réflexion spéculaire dominante, ou un grain de sable émousé et terne, à réflexion diffuse dominante.

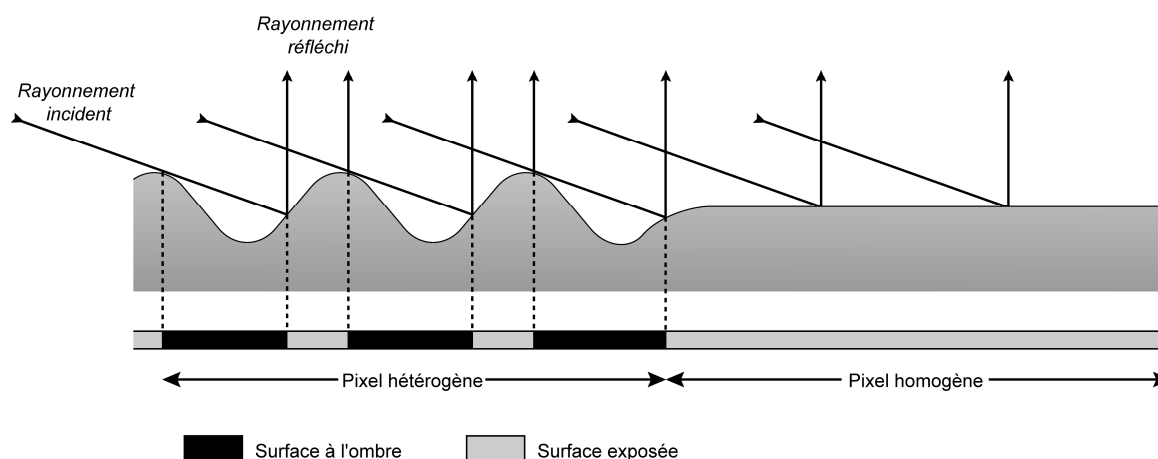


Figure 38 : Schéma illustrant deux pixels dont les surfaces présentent des états rugueux différents. Lorsque la surface est hétérogène les ombres portées réduisent la surface susceptible de fournir un signal. Dans le cas d'une surface homogène, la réponse d'un pixel sera optimale.

- Absorption

Lorsque le rayonnement électromagnétique pénètre dans un milieu, il communique l'énergie aux autres particules du constituant. L'énergie est par conséquent absorbée par toute matière soumise à ce rayonnement (Figure 37c). Cette absorption est importante si les fréquences de vibration des molécules ou des atomes exposés coïncident avec les fréquences du rayonnement incident. L'absorption engendre un échauffement et une réémission de cette énergie à une longueur d'onde supérieure caractéristique de la température atteinte par le milieu considéré (Figure 37c).

- Diffraction à travers une fente

Lorsqu'un rayonnement électromagnétique heurte un obstacle qu'il ne peut traverser, il est diffracté par celui-ci (Figure 39). Une partie du flux change de direction après pénétration dans la zone d'ombre de l'obstacle. Le changement de direction est appelé diffraction. En télédétection, le flux diffracté reçu par les capteurs est considéré comme négligeable par rapport au flux non diffracté mais il constitue néanmoins une source d'imprécisions dans la mesure.

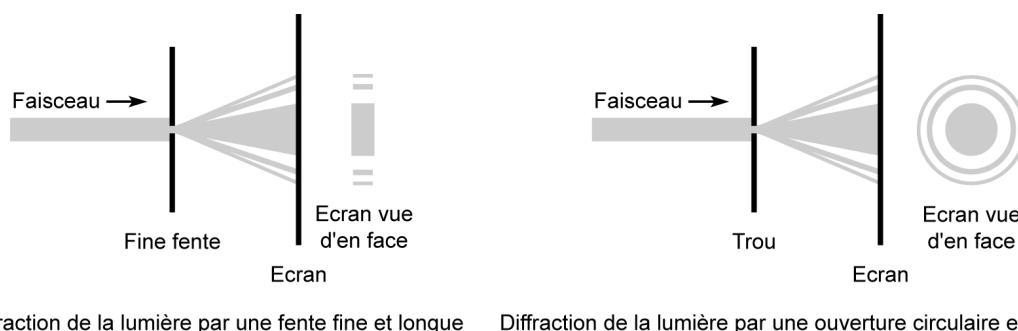


Figure 39 : Exemples de diffraction d'un faisceau incident deux obstacles différents : une fine fente et un trou.

- Diffraction sur un réseau

Soient deux rayons A et B de longueur d'onde λ , distants l'un de l'autre d'une longueur a et incident selon un angle I , mesuré par rapport à la normale de N d'un réseau de diffraction, sur deux cannelures adjacentes de ce réseau, les rayons réfléchis A' et B', d'angle D, présentent des interférences constructives si la différence de marche est égale à tout entier multiple de la longueur d'onde λ (Figure 40) :

$$m \cdot \lambda = a \cdot [\sin(I) + \sin(D)] \quad (4.18)$$

avec m un entier et son ordre de diffraction.

Ceci n'est que l'équation de base des systèmes de dispersion de la lumière sur un réseau de diffraction. Les instruments de mesure utilisent des fentes et des systèmes de collimation des rayons lumineux pour aboutir à la sélection de longueurs d'ondes spécifiques (c.f., § 4.3.2.2). Un tel phénomène appliqué à une surface naturelle sciée analysée en laboratoire (i.e., à cannelures irrégulières) va engendrer des diffusions plus ou moins efficaces d'une longueur d'onde à l'autre, ce qui peut modifier de façon notable la pente ou la forme d'un spectre de réflexion.

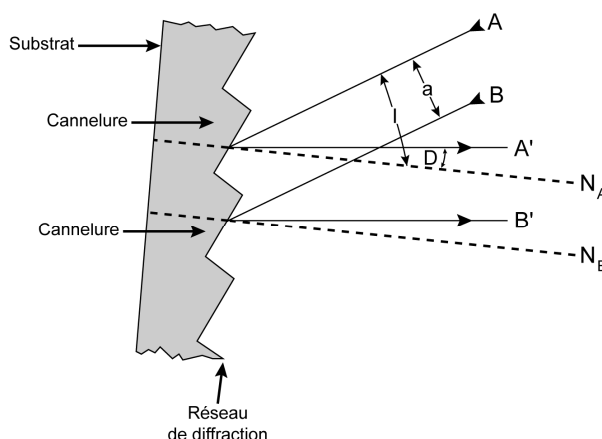


Figure 40 : Comportement d'un faisceau incident à l'interface d'un réseau de diffraction.

4.1.3 Origines des bandes d'absorption : processus électroniques et moléculaires

Les bandes d'absorptions qui sont observées sur les spectres sont liées à des phénomènes dont la nature dépend du domaine de longueur d'ondes étudié. Ainsi les processus électroniques (i.e., le déplacement d'un électron entre les orbitales d'un atome) génèrent des bandes d'absorption dans l'ultraviolet et dans le visible proche infrarouge (i.e., entre 0,30 et 1,30 μm) alors que les processus vibrationnels (i.e., mouvements des molécules ou des liaisons atomiques) engendrent des absorptions dans l'infrarouge (i.e., entre 1,30 et 2,50 μm) (Hunt et Salisbury, 1970). La compréhension des causes des processus électroniques et vibrationnels est importante pour identifier les bandes d'absorption produites. Une fois cette démarche réalisée, l'identification des minéraux peut être effectuée.

4.1.3.1 Processus électroniques

La transition entre les niveaux d'énergie repose principalement sur : i) les effets du champ cristallin, ii) les transferts de charge, iii) et les effets liés aux bandes de conduction. La théorie de la mécanique quantique établit que les atomes et les ions dans leurs états libres ou isolés ne peuvent exister que sous la forme de paquets discrets d'énergie. Les états, qui décrivent la configuration électronique d'un ion en particulier, se dégradent en des quantités d'énergies équivalentes dans des conditions isolées. En revanche, ils sont dissociés en des niveaux d'énergie différents sous l'influence d'un champ cristallin lorsqu'un ion est inclus dans le réseau. Les énergies des possibles états électroniques peuvent être calculées à partir de la théorie du champ cristallin lorsqu'un ion interagit avec son environnement. Un diagramme qui montre les niveaux d'énergie de l'ion à l'état libre et qui se dissocie en des niveaux d'énergie différents peut être ainsi calculé en utilisant ces données. La position en longueur d'ondes des absorptions est ainsi prédite en calculant les niveaux d'énergie séparant les orbitales.

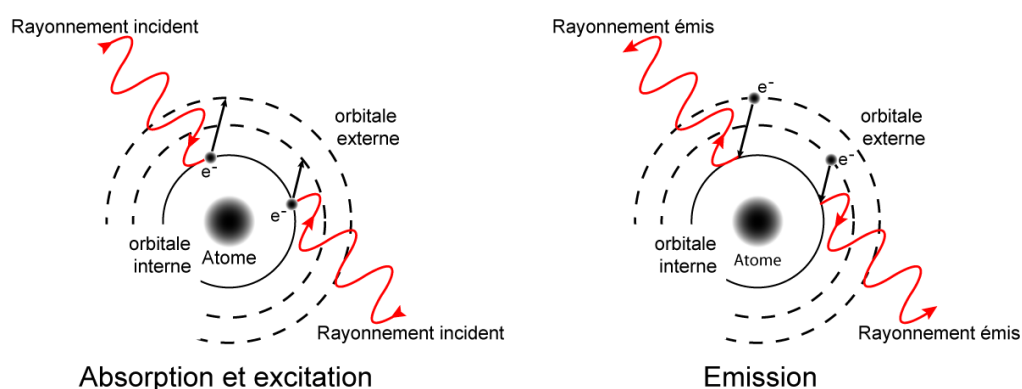


Figure 41 : Déplacement d'un électron d'une orbitale interne vers une orbitale externe suite à l'absorption du rayonnement incident. L'excitation et l'émission du rayonnement sont considérées comme des absorptions liées aux effets du champ cristallin.

Afin de déterminer si une transition particulière peut avoir lieu, certaines règles de décision qui dérivent de la mécanique quantique doivent être appliquées. Les règles de décision définissent la probabilité pour qu'une transition ait lieu, créant ainsi l'absorption correspondante. Une des règles fondamentales concerne le spin⁶ des électrons. Elle établit que les transitions ont lieu entre des états ayant le même spin de multiplicité. La transition interdite du spin a une faible probabilité et par conséquent donne des fines bandes d'absorption.

Le champ électrostatique qui crée les effets du champ cristallin est le résultat de l'influence des anions, des groupes dipolaires ou des ligands qui entourent un ion (Burns, 1970). L'intensité de cette perturbation est dépendante de la nature, de la position et de la symétrie du ligand. Les ions des

⁶ Spin : propriété quantique d'un électron décrite de manière imagée par un mouvement de rotation sur lui-même.

éléments de transition ont leurs orbitales d et f partiellement remplies ce qui leur permet d'exister sous différents états d'oxydation (ou de valence). Les orbitales externes $3d$ de la première série de métaux de transition (e.g., Fe, Mn, Cr, Ti) contrôlent la position des niveaux d'énergie. Comme ces ions ne sont pas protégés par d'autres orbitales, les orbitales internes sont particulièrement vulnérables aux effets du champ cristallin (Figure 41). La position des nouveaux niveaux d'énergie est précisément déterminée par la valence de l'ion et par son numéro de coordination dans le réseau. D'autres facteurs tels que la distorsion ou la symétrie du site du métal de transition ainsi que la distance métal-ligand peuvent également entraîner une séparation des niveaux d'énergie. Les terres rares ont leurs orbitales $4f$ remplies et protégées par des orbitales situées en périphérie. Par conséquent, elles sont peu atteintes par les effets du champ cristallin et tendent à préserver les niveaux d'énergie des ions.

L'interaction avec le rayonnement électromagnétique produit une excitation des électrons entre les orbitales $3d$ du niveau d'énergie qui se traduit par des absorptions sélectives des photons dans le visible donnant notamment aux minéraux qui contiennent des métaux de transition leurs couleurs caractéristiques (Figure 41). Chaque ion métallique dans un état de valence et de coordination particulier donne lieu à une absorption caractéristique sur le spectre consécutive aux dispositions des différents niveaux d'énergie.

Les éléments les plus communément rencontrés dans les minéraux sont le Si, l'O et l'Al. Ils ont la particularité de ne pas présenter d'absorptions dans le visible proche infrarouge car ils ne présentent pas de transitions électroniques particulières. Par conséquent, seuls les éléments de transition qui sont présents dans les minéraux sont susceptibles de contribuer à leur identification dans cet intervalle de longueurs d'ondes. De plus, ils permettent de repérer de manière indirecte les modifications de leur structure suite à des substitutions. La plupart des absorptions électroniques observées sur les spectres des minéraux, des sols et des roches peut être attribuée aux ions ferreux (Fe^{2+}) et ferriques (Fe^{3+}). Le fer est l'élément de transition le plus commun et est omniprésent dans la plupart des roches et des sols. Il se présente comme l'un des principaux constituants mais peut aussi être trouvé sous la forme d'élément trace lorsqu'il se substitue dans les sites octaédriques à l'ion Al^{3+} ou Mg^{2+} .

Par la suite seront présentées les principales absorptions caractéristiques qui se manifestent sur les spectres suite aux processus électroniques des éléments de transition et plus particulièrement du fer présent dans des sites de coordination et sous des états de valence différents.

4.1.3.1.1 Les effets du champ cristallin

L'ion ferrique a un état élémentaire qui n'est pas dissocié dans le champ du cristal. Par conséquent, les champs des bandes de liaison sont soumis aux transitions interdites du spin et les bandes sont donc très fines. Les absorptions associées à ces transitions sont généralement masquées par des bandes liées au transfert de charge souvent plus intenses. Néanmoins les oxydes ferriques peuvent être identifiés à partir de leurs absorptions produites par les champs des bandes de liaison (Hunt et al., 1971a ; Adams, 1975). L'hématite a une intense absorption caractéristique autour de 0,85

μm avec une bande plus faible autour de $0,66 \mu\text{m}$ (Figure 42). Le spectre de la goëthite a au contraire une absorption caractéristique qui se situe vers de plus grandes longueurs d'ondes à $0,94 \mu\text{m}$. L'absorption à $0,65 \mu\text{m}$ est mieux définie. La limonite est composée principalement de goëthite cryptocristalline, de lépidocrocite et d'hématite unies par de l'eau adsorbée (Deer et al., 1982). Ce minéral est classiquement rencontré comme produit d'altération des minéraux mafiques. Son spectre est similaire à celui de la goëthite (Figure 42).

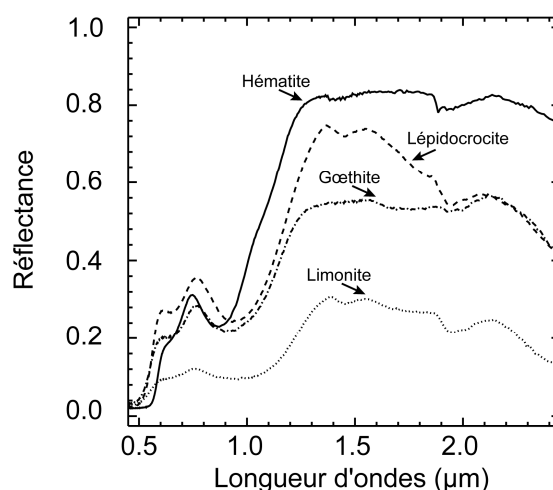


Figure 42 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant la réponse caractéristique de certains oxydes de fer.

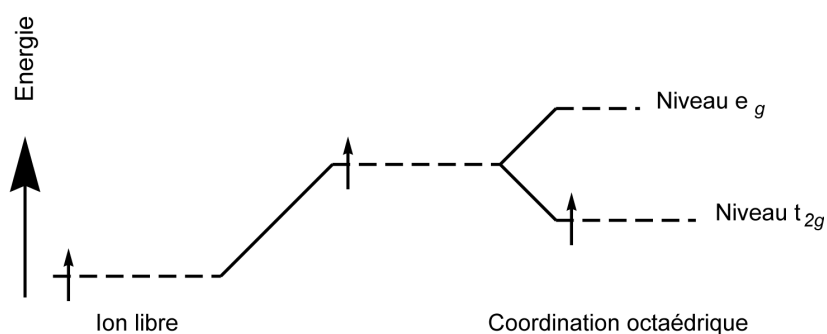


Figure 43 : Diagramme des niveaux d'énergie pour la première transition d'une série métallique ayant une coordination octaédrique (d'après Burns, 1970).

Lorsqu'un ion ferreux est dans un état fondamental libre, il est constitué par six électrons. Sous l'influence d'un champ cristallin parfaitement octaédrique, cette configuration se sépare en deux niveaux d'énergie : un niveau double (e_g) et un niveau triple (t_{2g}) (Figure 43). Le niveau e_g a la plus forte énergie et par conséquent, ces six électrons demeurent présents en accord avec la configuration d'un spin double, dans le niveau d'énergie inférieur t_{2g} . Cet électron est excité au niveau supérieur e_g par l'absorption d'un photon. La dissociation entre les niveaux d'énergie résulte en une absorption dans le proche infrarouge autour de $1,10 \mu\text{m}$.

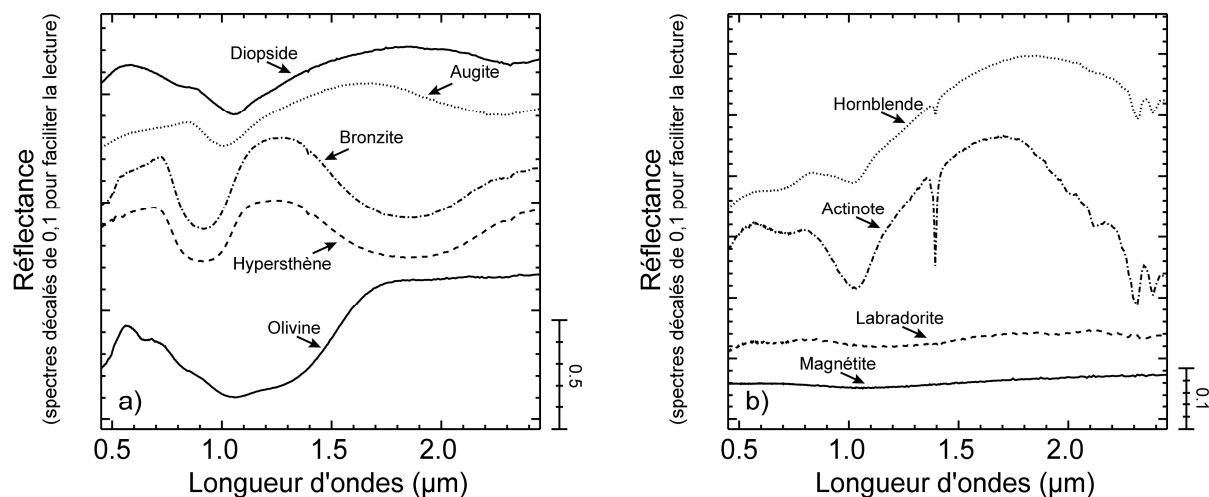


Figure 44 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant la réponse caractéristique de (a) l'olivine, des clinopyroxènes (e.g., diopside et augite) et des orthopyroxènes (e.g., hypersthène et bronzite) ainsi que (b) des amphiboles au sens large (e.g., hornblende et actinote), des plagioclases (e.g., labradorite) et de la magnétite.

Les minéraux rencontrés dans la nature présentent rarement des sites de coordination octaédrique parfaits. En effet, de petites distorsions des sites sont généralement rencontrées ce qui entraîne une absorption autour de 1,00 μm. Celle-ci est typique des silicates qui présentent l'ion Fe^{2+} . C'est notamment le cas de l'olivine et de l'actinote. Le spectre de l'olivine a une absorption autour de 1,00 μm avec deux bandes latérales à 0,80 et à 1,30 μm (Figure 44a). Les trois absorptions résultent des ions ferriques qui sont présents dans deux sites de coordination différents M_1 et M_2 (Burns, 1970 ; Hunt, 1977 ; Singer, 1981). La distance moyenne métal-oxygène dans chaque site est différente comme peut l'être également la distorsion de la symétrie du site octaédrique. Le résultat de cette distorsion se traduit par des niveaux d'énergie dans chaque site qui sont séparés en deux directions différentes. La bande centrale reflète la transition de l'ion ferreux dans le site M_1 tandis que les absorptions latérales sont produites par l'ion ferreux dans le site M_2 . Les fines absorptions entre 0,40 et 0,50 μm sont dues aux transitions interdites du spin.

Avec une augmentation de la distorsion du site octaédrique, la symétrie est davantage réduite entraînant la perte de la dégénérescence des états électroniques permettant la production d'un grand nombre de transitions. Ceci est observé sur le spectre des orthopyroxènes (e.g., hypersthène et bronzite) comme étant la conséquence du désordre dans le site M_2 (Figure 44a). La dégénérescence des niveaux d'énergie n'est plus présente permettant deux transitions permises du spin qui donnent lieu à deux absorptions caractéristiques dans le visible et proche infrarouge autour de 0,90 μm et à 1,85 μm (Singer, 1981). Un décalage en longueurs d'ondes peut être observé en fonction du rapport Mg/Fe (Adams et McCord, 1972 ; Adams, 1974). Les absorptions qui se produisent sur de grands intervalles

de longueur d'ondes, comme c'est le cas des orthopyroxènes (e.g., à 1,80 et à 1,90 μm), sont caractéristiques et ne se manifestent que sur les spectres de certains silicates (Adams, 1975).

Les pyroxènes riches en calcium (e.g., diopside et augite) montrent également deux absorptions caractéristiques (Figure 44a). En revanche, elles se trouvent à des longueurs d'ondes plus longues, proches de 1,00 et de 2,30 μm (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). Ceci reflète la différence des sites occupés par l'ion ferreux. Dans ce cas bien précis, il occupe préférentiellement le site octaédrique M_1 par rapport au site M_2 des orthopyroxènes et des clinopyroxènes pauvres en calcium (Burns, 1970). Burns et al. (1972) ont montré que les absorptions à 0,90 μm se décalent vers de plus grandes longueurs d'ondes lorsque la composition tend vers la série du diopside et de l'hédenbergite. Ce phénomène est relié à l'augmentation de l'occupation du site M_2 par le Ca^{2+} plutôt que l'ion ferreux mais aussi à la répartition de l'ion ferreux dans les sites M_1 . Dans certains pyroxènes, l'absorption à 1,00 μm peut être remplacée par une absorption à 0,95 μm et par une autre à 1,15 μm (Adams, 1975).

Les amphiboles ont un ion Fe^{2+} dans un site de coordination similaire à celui des pyroxènes et par conséquent les spectres de cette famille de minéraux présentent tous des absorptions autour de 1,00 μm (Figure 44b). Parfois, la transition interdite du spin donne deux absorptions. La première se situe autour de 1,00 μm et la seconde à 2,30 μm et sont similaires à celles qui se produisent pour les pyroxènes. Cependant, la bande à 2,30 μm résulte de la superposition de deux processus dus d'une part à l'ion ferreux et d'autre part à la combinaison d'harmoniques et de vibrations fondamentales de la molécule OH. L'absorption à 0,65 μm dans le spectre de la hornblende est le résultat des transferts de charge entre Fe^{2+} et Fe^{3+} .

D'autres minéraux présentant des absorptions liées à l'ion ferreux sont les plagioclases (e.g., labradorite) où le Fe^{2+} se substitue à l'ion Ca^{2+} (Figure 44b). Ceci se traduit sur le spectre par de larges et peu profondes absorptions qui varient entre 1,19 et 1,30 μm et dont la position est en relation directe avec le rapport Ca/Na (Adams, 1975 ; Nash et Conel, 1974).

Les métaux de transition tels que le nickel (Ni^{2+}), le cuivre (Cu^{2+}), le manganèse (Mn^{2+}), le chrome (Cr^{2+}) et le titane (Ti^{4+}) ont leurs propres absorptions caractéristiques (Hunt et Salisbury, 1971 ; Hunt et al., 1973). Les terres rares donnent des absorptions caractéristiques dans la partie visible permettant de reconnaître les minéraux qui les contiennent (Adams, 1965). Les transitions dans les terres rares sont interdites par les règles de décision et sont typiquement fines et étroites.

4.1.3.1.2 Les transferts de charges

Les transferts de charge se réfèrent aux processus par lesquels les électrons se déplacent entre des cations voisins ou entre des cations et des ligand (e.g., Fe-O) comme le résultat de l'excitation du rayonnement incident (Figure 45).

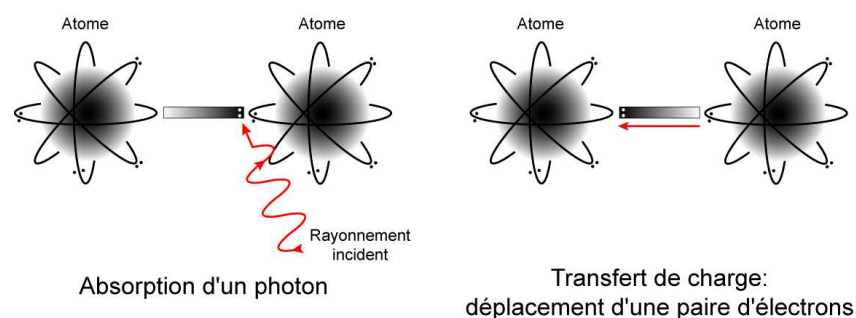


Figure 45 : Transfert de charge causé par l'absorption d'un photon ce qui cause le déplacement d'une paire d'électrons.

Les bandes d'absorptions résultantes sont bien plus intenses que les précédentes et se situent dans la partie UV du spectre en raison des fortes énergies que nécessitent ces transferts. Le processus est facilité par la présence de cations voisins dont les états de valence sont différents (e.g., Fe^{2+} et Fe^{3+} ou Mn^{2+} et Mn^{3+}) et lorsque les substitutions isomorphes se font pour les ions Fe^{2+} et Mg^{3+} par les ions Al^{3+} et Fe^{3+} causant des déséquilibres de charges. Ces facteurs permettent aux transferts de charge d'avoir lieu à de faibles énergies produisant des absorptions à des longueurs d'ondes situées dans le proche infrarouge (Burns, 1970). Comme il a été discuté précédemment, les transferts de charge entre les ions Fe^{2+} et Fe^{3+} peuvent être suffisamment intenses autour de $0,75 \mu\text{m}$ (e.g., spectre des clinopyroxènes) arrivant à masquer les absorptions liées au champ cristallin lorsque le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ est élevé (Adams, 1975). Les bandes de transfert de charge dans les UV ont des ailes qui peuvent s'étendre dans la partie visible du spectre et qui sont responsables d'une chute de la réflectance à $0,70 \mu\text{m}$ observée sur la plupart des spectres de minéraux qui contiennent du fer. Ceci est généralement attribuable au transfert de charge Fe-O et est particulièrement présent dans les spectres de minéraux d'altération telles que la goëthite et l'hématite. La goëthite a une structure dont les ions Fe^{3+} sont coordonnés avec deux oxygènes et hydroxydes. Ce minéral a un transfert de charge plus intense qui s'étend à $0,60 \mu\text{m}$ et est généralement interprété comme étant le responsable de sa coloration jaune orangé (Hunt et al., 1971a ; Adams, 1975). Dans le cas de l'hématite, le transfert de charge s'étend au rouge autour de $0,70 \mu\text{m}$ (Bell et al., 1975).

4.1.3.1.3 Les bandes de conduction

Dans la plupart des cristaux métalliques, la différence d'énergie entre une bande de valence et la bande de conduction est très petite ce qui permet aux électrons de se déplacer dans le réseau cristallin, leur conférant une forte conductivité. La limite des bandes de conduction est marquée par une intense absorption qui, pour les semi-conducteurs (e.g., quelques oxydes de fer), a lieu dans le visible proche infrarouge et est responsable de la chute brutale des réflectances dans l'ultraviolet (Hunt et al., 1971a), dominant les effets de transferts de charge. Pour certains minéraux, les bandes de conduction s'étendent à travers le visible proche infrarouge. Dans ce cas, le minéral est essentiellement opaque dans cette gamme de longueurs d'ondes. Dans la magnétite, il y a un fort taux de transfert de charge

entre l'ion Fe^{2+} et Fe^{3+} et entre la migration des électrons libres à travers le réseau où cet intense transfert de charge a lieu. Ceci résulte en des absorptions dans le visible et l'infrarouge et est caractéristique des faibles réflectances et des spectres qui ne présentent pas de bandes d'absorptions (Figure 44b).

4.1.3.2 Processus vibrationnels

Selon Hunt et Salisbury (1970), les processus vibrationnels sont le résultat du mouvement des atomes autour de leur centre de masses, sans transmission de leur translation dans le réseau cristallin, ou de la rotation des molécules qu'ils constituent. Les modes de vibration du réseau présentent un intérêt particulier lorsque les anions (e.g., OH^- ou CO_3^{2-}) vibrent en tant qu'unités individuelles avec le réseau cristallin. Le nombre et le type de vibrations fondamentales sont dépendants de la quantité et de la masse des atomes qui constituent leur symétrie spatiale et de la résistance de leurs liaisons interatomiques.

La symétrie des molécules libres est perdue lorsqu'elles sont incorporées au réseau cristallin. Dans ce cas, elles prennent la symétrie du site qui les héberge. Leur comportement vibratoire reflète alors l'environnement où elles se situent. Souvent, le site de symétrie peut être d'un faible ordre par rapport à l'ion libre et par conséquent les règles de décisions sont différentes résultant d'une dissociation du niveau d'énergie.

Les vibrations fondamentales ont lieu lorsque les niveaux d'énergies d'une molécule sont excités d'un état fondamental à un autre où l'un des modes fondamentaux est excité par un quantum. Chaque fondamentale a un quantum associé et une fréquence qui est notée ν_n (n étant le mode fondamental spécifique). Une harmonique est produite si le mode fondamental est excité avec deux quanta ou plus et a lieu à proximité du double (ou d'un multiple entier) de la fréquence fondamentale. Les combinaisons résultent d'une transition qui correspond à la somme d'au moins deux vibrations fondamentales ou harmoniques et sont trouvées à proximité de la fréquence qui résulte de la somme des fréquences des modes combinés.

Dans les minéraux qui constituent les roches, les transitions fondamentales ont lieu dans l'infrarouge moyen et lointain (Hunt et Salisbury, 1970). Lorsque les fondamentales du Si, du Al, et du Mg sont liées à l'oxygène, elles ont lieu autour de 10 μm . Elles ne montrent pas d'absorptions dans la partie visible proche infrarouge car les premières harmoniques, qui ont lieu autour de 5 μm , sont très fines ou absentes. Seules les fréquences des fondamentales élevées donnent lieu à des harmoniques ou à des combinaisons et sont responsables des absorptions dans le visible proche infrarouge. Dans les minéraux qui constituent les roches, les groupes communs qui présentent ces absorptions sont les ions hydroxyls (OH), l'eau (H_2O) et les carbonates (CO_3). Le radical hydroxyl existe dans le réseau cristallin de la plupart des minéraux et les absorptions liées aux groupements hydroxyls sont aussi évidentes lorsque l'eau est présente.

L'eau peut être présente sous la forme d'une molécule libre dans des inclusions fluides (e.g., quartz laiteux) ou intégrée à une partie de la structure cristalline (e.g., minéral hydraté). Dans les argiles, l'eau est présente en quantité variable et est associée aux groupements OH qui se situent entre les feuillets.

La molécule d'eau a trois modes fondamentaux actifs dans l'infrarouge : l'étirement symétrique OH (ν_1) qui donne une absorption autour de 3,10 μm , la flexion H-O-H (ν_2) à 6,08 μm et l'étirement asymétrique (ν_3) qui a lieu à 2,90 μm (Figure 46). L'absorption dans le proche infrarouge se manifeste à 1,40 μm (i.e., $2\nu_3$) et à 1,90 μm (i.e., la combinaison entre $\nu_2+\nu_3$). Si l'eau est située dans des sites bien ordonnés, ces absorptions sont fines. En revanche, si les molécules d'eau sont peu ordonnées alors les absorptions sont relativement larges. Ceci est illustré par le spectre d'un cristal de quartz et de montmorillonite. Le premier minéral est doté d'inclusions fluides distribuées de manière aléatoire tandis que dans le second, l'eau fait partie du réseau cristallin (Figure 47). Sur le spectre du quartz, l'absorption liée à l'eau centrée à 1,90 μm est large tandis que dans le second elle est beaucoup plus fine suggérant un meilleur arrangement de cette molécule. Les deux absorptions étroites à 0,98 μm (i.e., combinaison de $2\nu_1+\nu_3$) et à 1,16 μm (i.e., combinaison de $\nu_1+\nu_2+\nu_3$) sur le spectre de la montmorillonite sont des indices qui permettent d'affirmer que la molécule d'eau est bien distribuée dans le réseau. Les deux spectres présentent des réflectances qui chutent au-delà de 2,50 μm . Ceci est lié à l'intense fondamentale ν_3 qui se manifeste à 2,90 μm . Dans tous les spectres des minéraux, l'absorption à 1,40 et à 1,90 μm est diagnostique de la présence d'eau moléculaire.

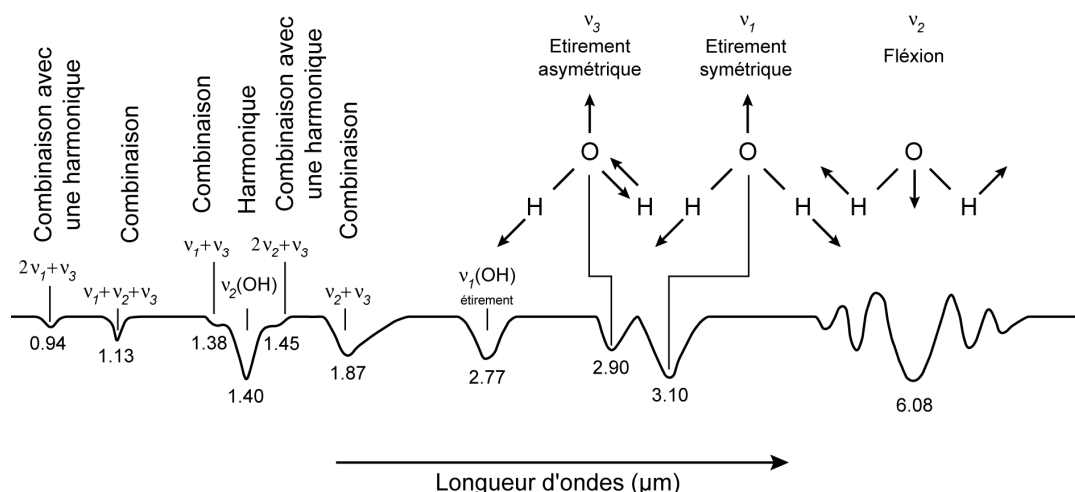


Figure 46 : Diagramme des niveaux d'énergie vibrationnels illustrant la série de vibrations fondamentales des molécules d'eau et leurs harmoniques et fréquences de combinaison.

Le radical hydroxyl a une fondamentale à 2,75 μm responsable de l'harmonique à 1,40 μm . Comme l'ion OH peut être présent à différents endroits dans le réseau, la position exacte en longueur d'onde ainsi que le nombre d'absorptions présentes dans le spectre sont fonction des sites qu'il occupe dans celui-ci et dans l'environnement du site tels que : i) l'asymétrie, ii) la nature et les voisins

proches du cation, et iii) les caractéristiques de la liaison (Hunt, 1977). Les absorptions résultantes sont souvent caractéristiques d'un minéral et permettent de discriminer deux minéraux qui contiennent des molécules d'hydroxyl et d'eau dans le réseau. Plusieurs types d'argiles peuvent être ainsi identifiés à partir de leur spectre (Figure 47 et Figure 48a). Ces minéraux sont dominés par des processus associés à des ions hydroxyls tels que l'absorption à 1,40 μm . Entre 2,20 et 2,40 μm , les processus sont plutôt associés à des complexes bien définis. La bande de l'eau donne des absorptions autour de 1,90 μm et est généralement plus fine. Les fondamentales de l'ion OH peuvent former des combinaisons avec des modes fondamentaux de réseau tel que le groupement Al-OH ou Mg-OH. La bande à 2,20 et à 2,30 μm est plus intense lorsque le groupement Al-OH est concerné, comme par exemple pour la montmorillonite (Figure 47), la kaolinite et la muscovite (Figure 48a) alors que les absorptions sont plus intenses entre 2,30 et 2,40 μm lorsque les processus sont dominés par le groupement Mg-OH, comme l'illustrent les spectres des amphiboles (Figure 44b), des serpentines, de la chlorite et des vermiculites (Hunt et Salisbury, 1970) (Figure 48a).

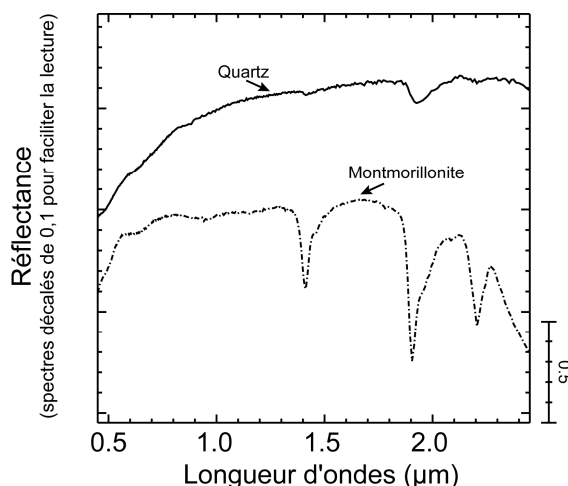


Figure 47 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant les absorptions liées aux molécules OH et H₂O sur un spectre de quartz présentant des inclusions fluides et de montmorillonite.

Les minéraux carbonatés présentent cinq bandes caractéristiques dans le proche infrarouge entre 1,60 et 2,50 μm qui sont le résultat des combinaisons et des harmoniques des vibrations du radical CO₃²⁻ (Figure 48b). Il y a six modes fondamentaux de l'ion carbonate mais seulement deux paires sont dégradées, résultant en quatre fréquences fondamentales. Celles-ci incluent l'étirement symétrique (i.e., ν_1) qui est inactif dans l'infrarouge, la flexion en dehors du plan (i.e., ν_2) qui a une absorption autour de 11,30 μm , l'étirement asymétrique (i.e., ν_3) proche de 7,00 μm et la flexion sur le plan (i.e., ν_4) proche de 14,00 μm . Le spectre de la calcite présente deux bandes intenses à 2,35 μm (i.e., $3\nu_3$) et à 2,55 μm (i.e., $\nu_1+2\nu_3$) et de plus fines absorptions à des longueurs d'ondes proches de 1,90 μm (i.e., $\nu_1+3\nu_3$), 2,00 μm (i.e., $2\nu_1+2\nu_3$) et 2,16 μm (i.e., $3\nu_1+2\nu_4$).

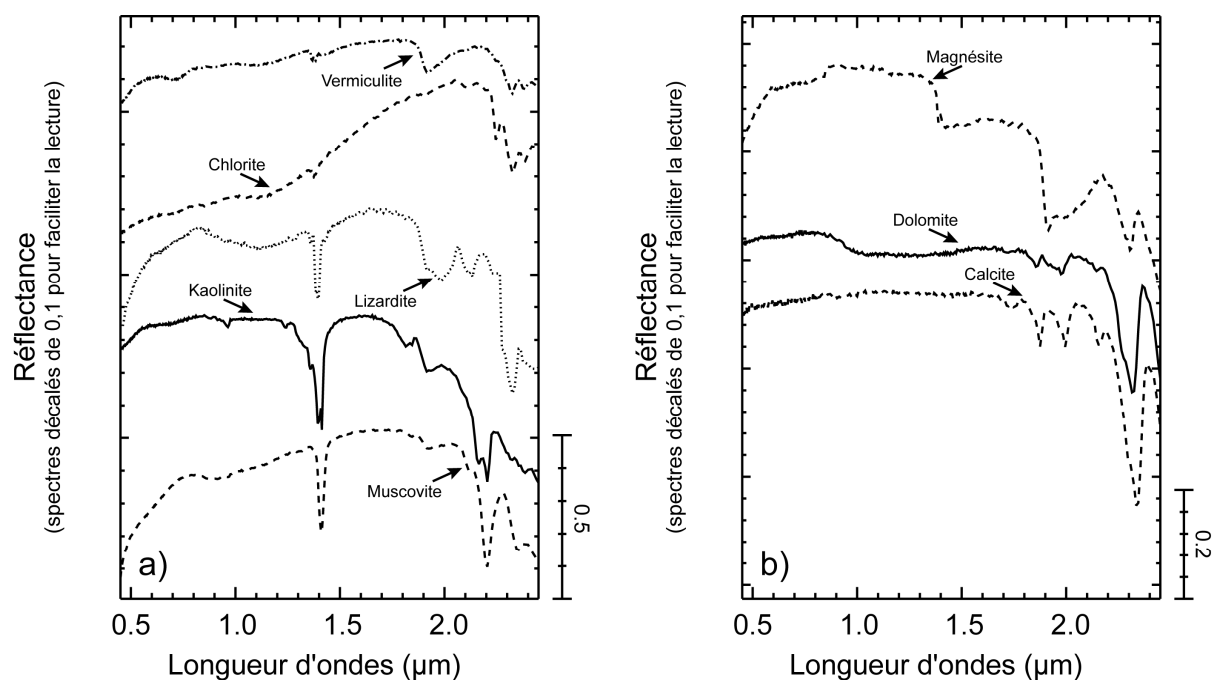


Figure 48 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993) illustrant la réponse caractéristique (a) d'une série de phyllosilicates et (b) d'une série de minéraux carbonatés.

4.1.4 Paramètres qui contrôlent les bandes d'absorption

Les spectres caractéristiques des cibles observées portent l'information sur les propriétés chimiques des constituants et les propriétés physiques des surfaces. Différents phénomènes physiques interviennent lors des mesures tels que la profondeur à laquelle le rayonnement a pu pénétrer, la taille des particules examinées ainsi que la rugosité de leur surface. Puisque ces effets peuvent modifier la forme des spectres, ils sont succinctement décrits dans cette partie.

4.1.4.1 Profondeur de pénétration du rayonnement électromagnétique

La profondeur de pénétration du rayonnement dans un milieu dépend de ses propriétés optiques (e.g., longueur d'onde, indice de réfraction) et mécaniques. Elachi (1987) démontre que pour une longueur d'onde de 0,90 µm la profondeur de pénétration peut atteindre 15 µm. En faisant varier les teneurs en terre et en oxydes de fer dans un mélange, Buckingham et Sommers (1983) ont prouvé que le rayonnement électromagnétique pouvait atteindre une profondeur comprise entre 30 et 50 µm pour ces différents matériaux et à des longueurs d'ondes différentes. Ces études démontrent donc que la spectrométrie de réflectance donne un renseignement représentatif de la première couche affleurante à la surface de la cible.

De ce fait, les argiles et les oxydes de fer plaqués aux roches tendent à masquer partiellement ou obscurcissent la réponse spectrale (Potter et Rossman, 1977 ; Sultan et al., 1987 ; Pontual, 1990 ; Rivard et al., 1992). Le rayonnement peut pénétrer plus profondément lorsque la longueur d'onde est plus grande. Dans l'infrarouge thermique, l'effet de la patine est beaucoup plus atténué. La patine est

généralement constituée de matériaux ayant de fortes bandes d'absorption dans le visible tels que les oxydes de fer.

4.1.4.2 Granulométrie

La proportion du rayonnement incident qui est diffusé et absorbé par un grain dépend de sa taille et de la longueur d'onde (Clark et Roush, 1984 ; Hapke, 1993). La probabilité pour qu'une absorption ait lieu à l'intérieur d'un matériau dépend de la longueur du chemin parcouru par le photon. Comme le montre la Figure 49a, les gros grains présentent une distance entre deux interfaces beaucoup plus importantes que dans les petits grains. Les photons parcourent ainsi un plus long chemin favorisant leur absorption par la matière. Ce phénomène est illustré par la loi de Beer-Lambert :

$$I = I_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad (4.19)$$

où I est l'intensité observée, I_0 l'intensité du rayonnement électromagnétique incident, α le coefficient d'absorption et x la distance parcourue dans le milieu. Le coefficient d'absorption est relié à l'indice de réfraction k et dépend de la longueur d'onde λ (Eq. 4.20) :

$$\alpha = \frac{4 \cdot \pi \cdot k}{\lambda} \quad (4.20)$$

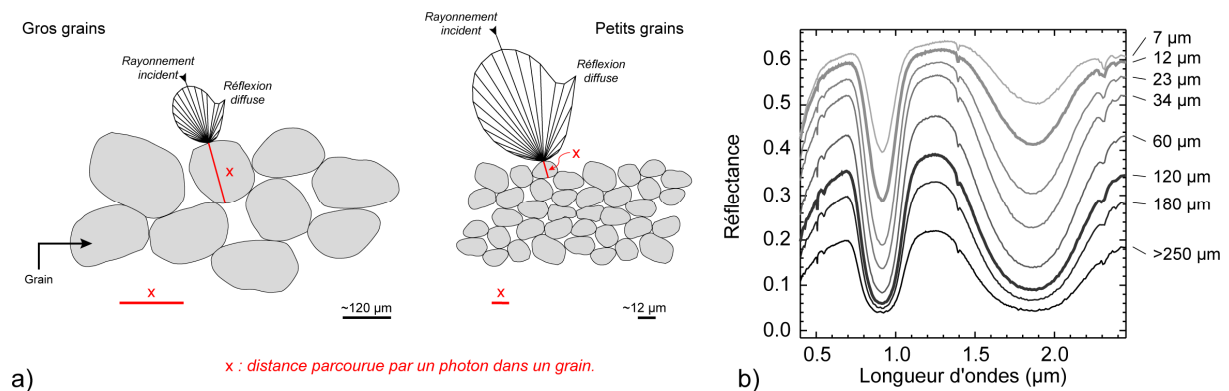


Figure 49 : (a) Illustration de l'interaction d'un rayonnement incident avec des particules de tailles différentes. En fonction de la taille des grains, la distance parcourue par un photon sera différente. Ce phénomène favorise dans un cas l'absorption (e.g., gros grains), dans l'autre la diffusion (e.g., petits grains). (b) Spectres USGS d'un hypersthène pour différentes granulométries (Clark et al., 1993). L'augmentation de la taille des particules entraîne une diminution de la réflectance, un élargissement des bandes d'absorptions ainsi qu'une incrémentation de leur profondeur. Les spectres en gras représentent les cas illustrés en (a).

Comme le montre l'équation 4.20, l'intensité observée sur un spectre est fortement dépendante de la taille des grains. L'exemple classiquement utilisé pour illustrer ce phénomène est celui d'une série de mesures effectuées sur des poudres de tailles différentes obtenues à partir d'un cristal d'hypersthène (Figure 49b). Des bandes d'absorptions larges et profondes se manifestent pour des gros grains tandis que des bandes plus étroites et moins profondes caractérisent des petits grains.

La réflexion des surfaces et les imperfections internes contrôlent la diffusion. Dans le cas de petits grains, un photon a plus de chances d'interagir avec la surface que d'être absorbé en raison du faible parcours optique entre les différentes interfaces, favorisant ainsi la diffusion. Dans le cas de gros grains, la longueur du parcours moyen d'un photon dans la matière est plus grande. Ceci implique une forte probabilité d'interaction avec la matière favorisant l'absorption. Par conséquent, avec une augmentation de la taille des grains, il y a une diminution générale des valeurs de réflectance sur le spectre entre le visible et l'infrarouge à courte longueur d'onde.

4.1.4.3 Rugosité de surface

Pour qu'une absorption ait lieu, il faut que le rayonnement incident puisse pénétrer dans l'objet. Si une rugosité se manifeste à la surface de la cible, elle peut réduire la probabilité pour qu'un photon puisse interagir avec le matériau en le renvoyant dans le milieu environnant créant une diffusion. Ceci démontre que les états de surface vont contrôler le pouvoir réfléchissant d'une cible. Les deux termes qui entrent en jeu sont la surface d'interaction et la surface apparente. Dans le cas où un matériau est compacté, le rapport de l'un par rapport à l'autre diminue. Les expériences menées par Sakai et Nakamura (2004) permettent d'illustrer ce phénomène à partir des poudres d'olivine (Figure 50). Lorsque la poudre est compactée à une échelle supérieure à la taille des grains (i.e., surface lisse), les valeurs de réflectance augmentent alors que dans le cas où la surface est rugueuse, les valeurs de réflectance sont moindres. Ceci s'explique par le fait que dans le cas d'une surface rugueuse, lorsqu'un photon a interagi avec un premier grain, les possibilités d'interagir avec un second sont plus grandes et ainsi d'être à nouveau absorbé.

Ce résultat est cependant exactement inverse de celui qui peut être constaté entre une surface lisse et une surface sciée rugueuse. Une surface polie a tendance à réfléchir la lumière de façon spéculaire dans la direction opposée à la source qui n'est pas forcément celle de l'observateur. Une surface lisse mais terne présente une faible composante de diffusion engendrée par une plus grande probabilité de réflexion spéculaire de la lumière sur une facette vers l'observateur. Une surface sciée présente une géométrie de rayures à facettes encore plus nombreuses renvoyant la lumière vers l'observateur. Comme on le voit, la géométrie de surface, au cœur des calculs de réflectance bi-directionnelle, est probablement le meilleur candidat pour expliquer les variations observées par compaction des poudres. Dans une poudre non compactée, les interstices ouverts multiplient les possibilités de chemin lumineux entre l'air et les particules ce qui multiplie d'autant les probabilités d'interaction et d'absorption. À l'inverse, la compaction réduit ces interstices conduisant à une densification de la poudre et des facettes de réflexion, ce qui limite l'interaction. Ce phénomène est bien connu en spectroscopie. La dispersion de poudre dans des pastilles KBr (transparente de 1,00 à 5,00 μm) a justement pour objectif de multiplier les interactions de la lumière avec la matière pour renforcer la signature des bandes d'absorption.

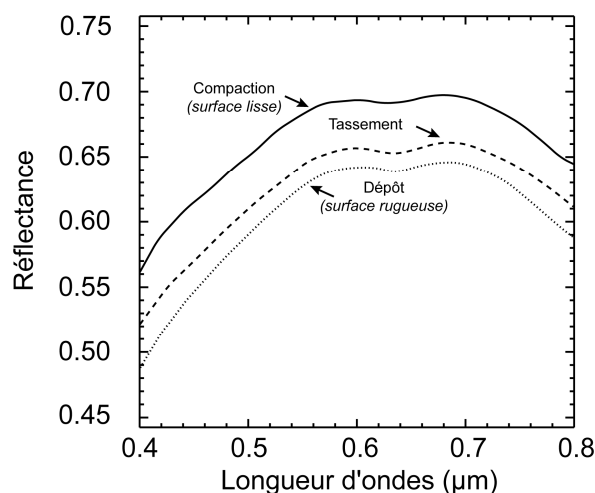


Figure 50 : Spectres illustrant l'effet lié aux variations des états de surface sur des poudres dont la taille des grains est inférieure à $45 \mu\text{m}$ (d'après Sakai et Nakamura, 2004).

Estimer la rugosité d'une surface suppose la mise en oeuvre de mesures de BRDF. Si cela est réalisable en laboratoire, le déploiement de goniomètre de terrain n'est pas toujours facile. Cela devient très problématique à l'échelle d'un pixel ou d'un relief de scène. Il en est de même pour l'estimation de la topographie à l'échelle d'un massif lorsqu'un modèle numérique de terrain (MNT) suffisamment précis n'est pas disponible. La rugosité d'une surface influence la quantité d'énergie qui est réfléchiée et récupérée par un capteur. La relation qui permet d'estimer si une surface est rugueuse est définie par le critère de Rayleigh (Eq. 4.21).

$$h < \frac{\lambda}{8 \cdot \cos \theta_i} \quad (4.21)$$

où h est la hauteur moyenne de la surface, λ la longueur d'onde du rayonnement incident et θ_i l'angle d'incidence.

4.1.5 Interaction du rayonnement avec l'atmosphère

La Soleil est la source de rayonnement utilisée par les instruments employés en télédétection passive⁷. Le maximum d'énergie solaire se situe entre le visible et le proche infrarouge. Il diminue progressivement en allant vers l'infrarouge à courte longueur d'onde comme le montrent les courbes de l'éclairement solaire de la Figure 51. Pour cette raison, ces trois régions sont les plus utilisées en télédétection terrestre.

⁷ En fonction des sources de rayonnement on distingue "télédétection passive" et "télédétection active". Les différences se trouvent dans la nature de la source. La première fait appel à une source naturelle alors que la deuxième nécessite la mise en oeuvre de sources artificielles (e.g., radar) émettant un rayonnement vers la cible observée.

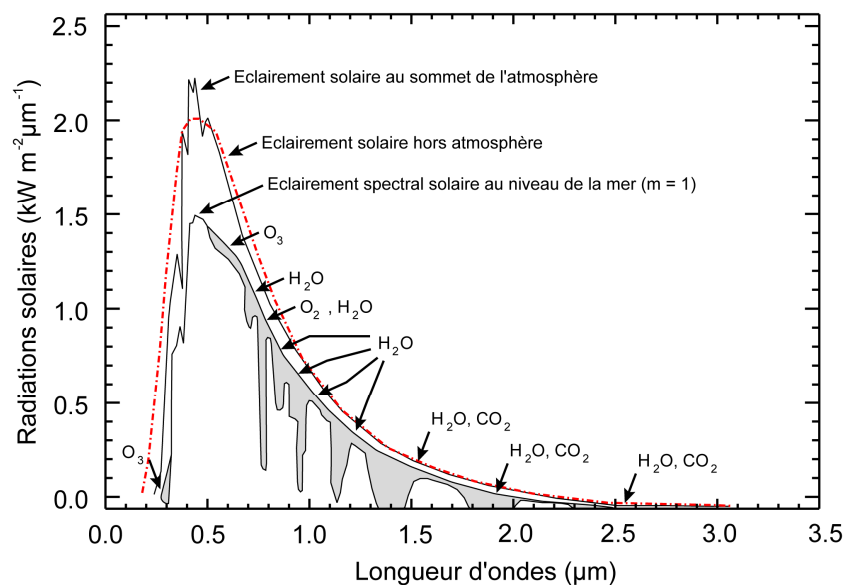


Figure 51 : Courbes de l'éclairement solaire à différentes altitudes et absorptions atmosphériques du rayonnement électromagnétique (en gris) dans le visible proche infrarouge (d'après Wolfe et Zissis, 1978).

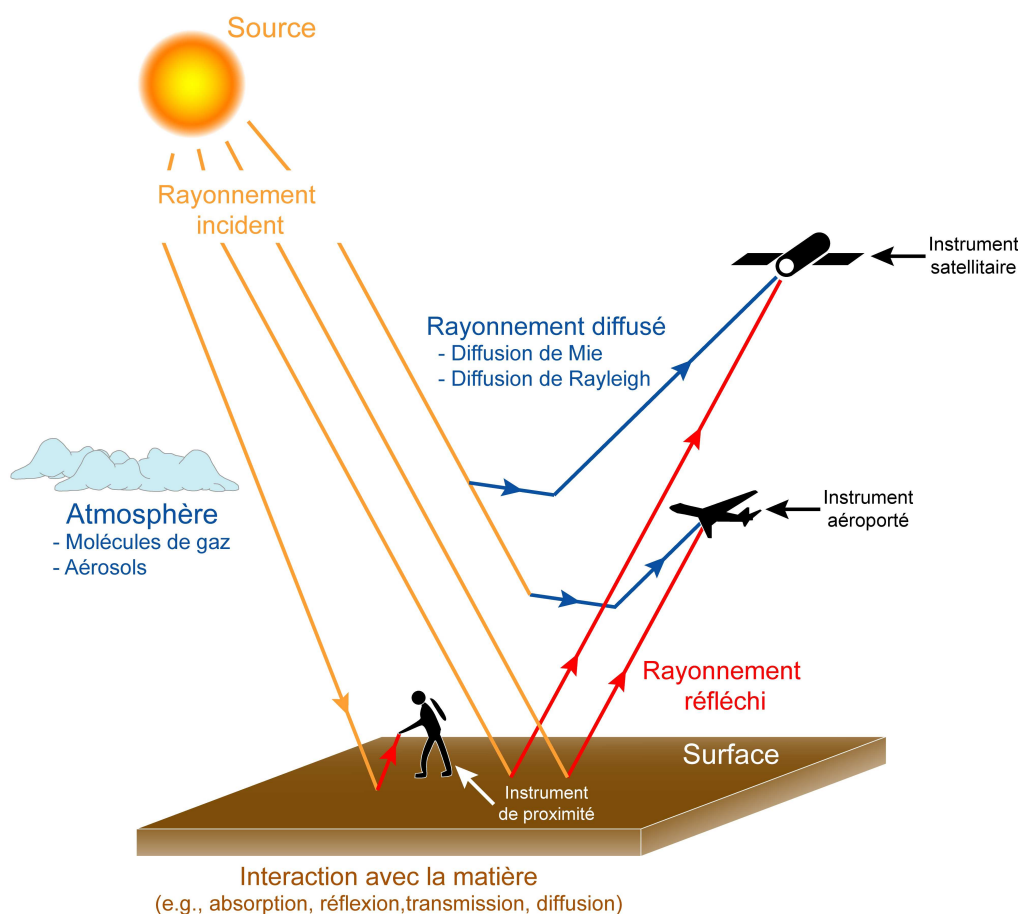


Figure 52 : Chemins empruntés par le rayonnement émis par le soleil et qui atteint différents instruments. Le chemin emprunté par la lumière et qui atteint un détecteur placé sur une plateforme aéroportée ou sur un satellite traverse deux fois l'atmosphère tandis que celui emprunté par la lumière qui est mesuré par un spectromètre de terrain la traverse une seule fois.

Le rayonnement électromagnétique emprunte un parcours plus ou moins long avant d'arriver à la surface de la Terre. Ce chemin est fonction de la position du Soleil et de la localisation géographique de la cible (i.e., latitude, longitude). Avant d'interagir avec les matériaux qui constituent la surface de la Terre, la lumière traverse une première fois l'atmosphère. Lors de ce parcours, le rayonnement interagit avec les gaz (e.g., O_2 , CO_2 , H_2O) et les aérosols⁸ présents (Figure 52). Lorsque le rayonnement réfléchi est mesuré à la surface de la Terre (e.g., spectromètre de terrain), celui-ci n'a traversé qu'une seule fois la colonne atmosphérique. En revanche, lorsque le rayonnement est mesuré à distance (e.g., instrument aéroporté, satellite), il traverse une deuxième fois l'atmosphère interagissant à nouveau avec les gaz et les particules avant d'être mesuré par le détecteur. De plus, une partie du rayonnement enregistré n'atteint pas la surface et interagit seulement avec l'atmosphère (Figure 52). L'analyse des données de télédétection aéroportée ou satellitaire exige donc la prise en compte des interactions rayonnement-atmosphère.

4.1.5.1 Propriétés physico-chimiques de l'atmosphère

Malgré la variabilité des propriétés physiques de l'atmosphère avec l'altitude (i.e., pression et température), la composition chimique en gaz demeure constante grâce au brassage des masses d'air. Les constituants permanents sont représentés par l'azote (78,1%), l'oxygène (20,9%) et l'argon (0,9%). S'ajoutent à ceux-ci des gaz (0,1%) qui varient en fonction de l'altitude et du temps. L'eau qui représente jusqu'à 7% du volume d'air affecte la troposphère (i.e., partie située entre la surface du globe et une altitude d'environ 8 à 15 km). Elle participe au cycle évaporation-condensation-précipitation. L'ozone est présent dans la stratosphère (i.e., entre 20 et 45 km). Des constituants variables répandus sont le dioxyde de carbone, l'anhydrite sulfureux et dioxyde d'azote.

Aux molécules de gaz constituant l'atmosphère, s'ajoutent des particules plus grosses ou aérosols qui jouent un rôle très important dans l'amorce des processus de condensation et de cristallisation.

4.1.5.2 Absorption, diffusion et transmission atmosphérique

Trois phénomènes physiques fondamentaux interviennent dans les interactions rayonnement-atmosphère :

- L'absorption par les molécules de gaz : L'absorption est due à l'entrée en résonance des molécules sous l'action d'un rayonnement dont la fréquence coïncide avec leur fréquence propre de vibration (c.f., § 4.1.3.2). La transmission du rayonnement s'en trouve fortement affectée puisque l'énergie qu'il véhicule se trouve transférée aux molécules en résonance. C'est ainsi que l'absorption des radiations ultraviolettes par l'ozone se traduit par un échauffement de la stratosphère, d'où l'inversion de température.

⁸ Ensemble de particules, solides ou liquides qui sont en suspension dans un milieu gazeux. Elles sont issues de l'érosion naturelle ou anthropique.

- La diffusion par les aérosols et molécules : La loi de Rayleigh s'applique à la diffusion des molécules de gaz dont la taille est inférieure à la longueur d'onde tandis que les aérosols sont à l'origine d'une diffusion de Mie.
- La réfraction : La réfraction s'ajoute aux deux phénomènes précédents due aux variations verticales de température, de pression et de composition de l'atmosphère entraînant un indice de réfraction variable dans l'espace et dans le temps. Il s'en suit une modification spectrale du rayonnement et une courbure de la propagation.

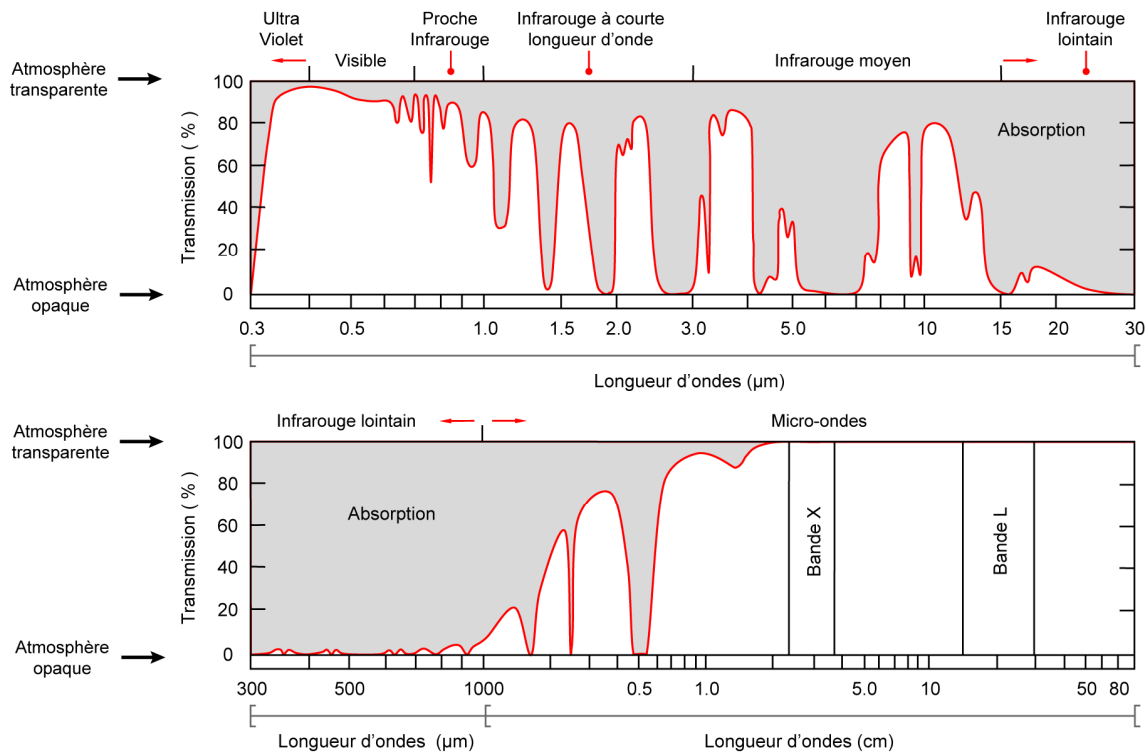


Figure 53 : Fenêtres de transmission atmosphérique du rayonnement électromagnétique au zénith (Goetz et Rowan, 1981).

Le signal reçu par un capteur est par conséquent altéré par la traversée de l'atmosphère. La luminance $L(\lambda)$ mesurée par le détecteur s'exprime alors :

$$L(\lambda) = \alpha(\lambda) \cdot L_s(\lambda) + L_a(\lambda) \quad (4.22)$$

avec $\alpha(\lambda)$ le coefficient de transmission atmosphérique, $L_s(\lambda)$ la luminance spectrale propre au sol (telle qu'on pourrait la mesurer à proximité de celui-ci) et $L_a(\lambda)$ la luminance propre de l'atmosphère, correspondant à la perte du rayonnement qui n'interagit pas avec la surface.

Les régions qui ne contiennent pas d'absorptions particulières dues aux éléments décrits précédemment sont appelées "fenêtres de transmission atmosphériques" (Figure 53). Les rayonnements du visible et de l'infrarouge sont plus affectés par l'absorption moléculaire que les micro-ondes. Les appareils utilisés en télédétection exploitent donc ces fenêtres.

4.1.6 Interaction du rayonnement avec les minéraux, les sols et les roches

L'ensemble des éléments qui constituent la surface peut être identifié à partir de leurs spectres visibles infrarouges. Comme il a été présenté dans le paragraphe 4.1.3, la réponse spectrale des cibles examinées est caractérisée par des bandes d'absorptions. La discrimination des différents éléments qui constituent une surface peut être opérée en faisant une comparaison de leurs signatures spectrales. Les données enregistrées pour une surface par un instrument correspondent à la combinaison des données spectrales des différents éléments présents. Nombreuses sont les études qui traitent de la réponse spectrale des minéraux, des sols et des roches. Même si la connaissance sur la plupart de ces propriétés est actuellement bien maîtrisée, il est difficile de modéliser le spectre de ces cibles en raison de la forte variabilité des éléments qui les constituent.

4.1.6.1 Propriétés spectrales des minéraux

Les bandes d'absorptions qui caractérisent les minéraux sont attribuées aux différents processus décrits au début de ce chapitre (c.f., § 4.1.3). Les recherches fondamentales sur l'identification de ces signatures ont été menées par Hunt et co-auteurs et ont fait l'objet de nombreuses publications (Hunt et Salisbury, 1970 ; 1971 ; Hunt et al., 1971a, b ; 1973 ; Hunt et Ashley, 1979). La suite de ces travaux a permis la création de bibliothèques spectrales détaillées des principaux minéraux constituant les sols et les roches observées en spectroscopie et par télédétection. Les plus utilisées sont celles du Jet Propulsion Laboratory (JPL) rassemblées par Grove et al. (1992) ainsi que celles de l'United States Geological Survey (USGS) synthétisées par Clark et al. (1993 ; 2007).

4.1.6.2 Propriétés spectrales des sols

Les sols sont le résultat de l'altération météoritique des roches. À la différence de ces dernières, les sols sont caractérisés par une série de propriétés telles que la teneur en eau, la teneur en matière organique, la taille des particules et la nature minéralogique, susceptibles d'influencer leur réponse spectrale. L'ensemble de ces propriétés ont été revues par de nombreuses publications de synthèse (Baumgardner et al., 1985 ; Ben-Dor et al., 1999) et sont simplement passées en revue. Certains de ces paramètres seront détaillés plus en profondeur dans le chapitre 7.

L'humidité : La teneur en eau implique une réduction des valeurs de réflectance des spectres des sols sur toute la gamme de longueurs d'ondes. Par exemple, les sols lorsqu'ils sont humides apparaissent sombres à nos yeux par rapport aux sols secs. L'humidité dans le sol se traduit également par des fortes absorptions caractéristiques à 1,40 et à 1,90 μm (Kariuki et al., 2004) ainsi que par des bandes moins marquées dans le proche infrarouge (Baumgardner et al., 1985).

La matière organique : La matière organique présente dans le sol cause une chute des valeurs de réflectance et donne aux spectres des propriétés similaires de celles qui sont observées dans le cas de l'humidité (Baumgardner et al., 1985 ; Ben-Dor et al., 1999 ; Demattê et al., 2004). Des fortes teneurs en matière organique peuvent entraîner une diminution de l'albedo mais aussi l'atténuation de

certaines absorptions liées à la minéralogie. Des études ont démontré que les effets de la matière organique sont négligeables lorsque elle représente moins de 2,5% du sol (Baumgardner et al., 1985).

La taille des particules : La taille des particules d'un sol est déterminée par la teneur en eau. Cette dernière favorise la cohésion des particules formant ainsi des mottes de terre de tailles différentes. En raison d'un comportement aléatoire selon les sols, il est très difficile d'extraire l'information sur la taille des particules du spectre. La taille des agrégats peut influencer les valeurs de réflectance.

La minéralogie : Les principaux oxydes et hydroxydes présents dans les sols sont des oxydes et hydroxydes de fer. La plupart des absorptions observées dans le visible proche infrarouge sont liées à l'état ferrique ou ferreux de cet élément. Les spectres des sols contenant du fer présentent une chute de la réflectance vers le bleu et les UV. Cet élément se manifeste par des absorptions à 0,70, 0,90 et 1,00-1,10 μm (Hunt et al., 1971a ; Baumgardner et al., 1985 ; Ben-Dor et al., 1999). Les autres éléments qui peuvent être fréquemment rencontrés dans les sols sont le Si, l'Al et l'O. Aucun de ces constituants ne présente des absorptions dans le visible proche infrarouge. Les argiles sont les phases minérales qui s'expriment le mieux spectralement et plus particulièrement entre 2,20 et 2,50 μm .

4.1.6.3 Propriétés spectrales des roches fraîches et altérées

Les roches peuvent être classées en deux catégories : celles qui sont fraîches et celles qui ont subi une altération au sens large (e.g., hypogènes ou supergènes). Les roches qui affleurent à l'état frais résultent de l'action d'agents physiques permettant la fracturation intense des blocs présents à la surface ou leur exfoliation (c.f., § 3.1.1). D'une manière générale, les roches qui sont exposées en surface sont souvent altérées. En fonction de leur environnement, elles présentent des degrés d'altération différents qui se traduisent par des surfaces plus ou moins continues, recouvertes d'une patine dont l'épaisseur varie selon les milieux.

L'analyse spectrale des roches fraîches implique l'identification des différentes espèces minérales primaires qui la constituent mais aussi celles des phases résultant d'une altération hydrothermale profonde. Une roche fraîche préservée de l'altération superficielle a pu connaître durant son histoire des processus d'altération hydrothermale favorisant la mise en place de nouveaux assemblages minéralogiques. Une large gamme de systèmes minéralogiques peut ainsi être créée en fonction des différents événements qui se sont succédés.

Les tectosilicates (e.g., quartz et feldspaths) ne présentent pas d'absorptions caractéristiques entre 0,40 et 2,50 μm . Par conséquent les roches qui sont essentiellement composées par cette famille de minéraux (e.g., les granites et les gneiss et dans une certaine mesure les micaschistes) ne présenteront pas de bandes d'absorptions particulières. En revanche, ils pourront jouer un rôle d'atténuateur des bandes d'absorption présentes dans la roche par simple effet de dilution. Ces minéraux seront en revanche identifiés à partir de leurs bandes d'absorptions caractéristiques dans l'infrarouge thermique. Les néosilicates (e.g., olivine) et les inosilicates (e.g., pyroxènes et amphiboles), qui sont les principaux constituants des roches basiques et ultrabasiques, ont la particularité de s'exprimer

correctement sur les spectres. Par conséquent, ces roches pourront être facilement discriminées grâce à leur réponse particulière dans le domaine du visible à l'infrarouge à courte longueur d'ondes. Les phyllosilicates (e.g., micas et argiles) ainsi que les minéraux riches en fer et en magnésium se manifestent également dans les roches fraîches. Dans le cas des phyllosilicates, leur réponse bien caractéristique à 1,40, 2,20 et à 2,35 μm définissent la réponse des roches qui en contiennent.

La nature des minéraux d'altération dépend de leurs minéraux parents et de leur environnement de formation. La stabilité des minéraux ainsi que leur tendance à être altérés suit la relation inverse de la série de Bowen (Goldich, 1938). Les minéraux qui cristallisent à de hautes pressions et températures (e.g., l'olivine et les pyroxènes) s'altèrent plus rapidement que des minéraux stables à des pressions et températures moindres (e.g., le quartz et les phyllosilicates). L'altération se focalise à la surface des roches où les minéraux sont exposés aux agents chimiques et physiques. Les spectres des roches altérées tendent à avoir des propriétés spectrales similaires malgré leurs origines différentes, à cause, par exemple, du développement d'une patine.

En fonction des climats d'autres encroûtements peuvent avoir lieu comme le développement de lichens (Rollin et al., 1994). L'ensemble de ces recouvrements joue le rôle de barrière au rayonnement incident, diminuant et atténuant les absorptions caractéristiques associées à la minéralogie d'une lithologie en particulier.

Le travail en laboratoire permet d'analyser les différences spectrales entre surfaces fraîches et altérées. Ceci permet de mettre en évidence les différences entre les signatures spectrales et les domaines de longueurs d'ondes les plus sensibles. Longhi et al. (2001) ont démontré que les spectres des surfaces altérées sont comparables à ceux des surfaces fraîches. Les différences se manifestent par une apparition et/ou par une augmentation de la profondeur des absorptions liées aux ions Fe^{2+} et Fe^{3+} . Une tendance similaire est observée pour les absorptions liées aux groupements OH. L'encroûtement lié aux lichens produit une diminution des valeurs d'albédo d'une surface des absorptions à 0,675 μm liées à la chlorophylle et entre 2,08 et 2,10 μm causées par la cellulose.

4.1.7 Mélanges spectraux

Comme cela a été présenté dans les paragraphes précédents, la documentation spectrale des principales espèces minérales a été examinée de manière exhaustive par de nombreux travaux. Toutefois dans la nature, les minéraux ne sont pas isolés. Ils constituent des mélanges définissant des types de sols et de lithologies. Ces mélanges ne se manifestent pas uniquement à l'échelle de l'échantillon. Ils ont lieu également à l'échelle de l'affleurement ou à celle d'une région. L'utilisation de spectromètres sur le terrain a permis d'améliorer l'identification des mélanges *in situ* menant ainsi à une meilleure compréhension des propriétés spectrales des matériaux observés à distance par un instrument aéroporté (e.g., Pontual, 1990). La compréhension des mélanges des minéraux est cruciale lorsqu'il s'agit d'identifier des lithologies par télédétection. L'extraction de l'information contenue par la surface analysée passe par l'identification des constituants qui la caractérisent. Cependant, le but de

la télédétection n'est pas seulement d'identifier ces constituants, mais aussi d'estimer leur abondance. Les propriétés spectrales des surfaces sont très différentes en raison de la forte variabilité des phénomènes physiques et chimiques qui les affectent, et du fait que les proportions des constituants changent de manière aléatoire. Les principaux types de mélanges qui sont susceptibles d'être enregistrés par la signature spectrale sont : i) les mélanges surfaciques, ii) les mélanges intimes, iii) les mélanges entre couches multiples et iv) les mélanges moléculaires (Clark, 2003).

4.1.7.1 Mélanges surfaciques

Les mélanges surfaciques ont lieu lorsque les matériaux examinés sont optiquement séparés dans le champ d'observation de l'instrument (Figure 54a). Ce type de mélange suppose qu'il n'y a pas de diffusion multiple entre les constituants concernés. Le signal récupéré (ρ_{mix}) est tout simplement la somme des fractions surfaciques (x) des spectres de chaque constituant (ρ_i) pour chaque bande N comme le montre l'équation 4.23.

$$\rho_{mix} = \sum_{i=0}^N x_i \cdot \rho_i \quad (4.23)$$

4.1.7.2 Mélanges intimes

Ce type de mélange se produit lorsque les différents matériaux qui constituent la cible sont intimement liés entre eux comme c'est le cas des minéraux présents dans les sols et dans les roches. En fonction des propriétés spectrales de chaque constituant, le spectre résultant est une combinaison non linéaire des spectres des différents éléments rencontrés sur le chemin optique du faisceau (Figure 54b). L'exemple classiquement utilisé pour illustrer la différence entre ce type de mélanges et les mélanges surfaciques est celui de la jarosite et de l'alunite (Figure 55) (Clark, 2003). Ces deux types de mélanges sont dépendants de la taille des grains et du domaine de longueurs d'ondes. Dans le mélange intime, le spectre dont les valeurs de réflectance sont les plus faibles domine entre 0,40 et 1,40 μm alors que dans le cas des mélanges surfaciques c'est le contraire. Au-delà de 1,40 μm , une légère similitude existe entre les spectres représentatifs des deux mélanges suggérant dans ce cas particulier que le mélange linéaire est équivalent à un mélange intime. Pour d'autres minéraux ayant des propriétés optiques différentes, le domaine de longueur d'onde pour lequel les mélanges intimes et linéaires peuvent être considérés comme proches pourra être différent.

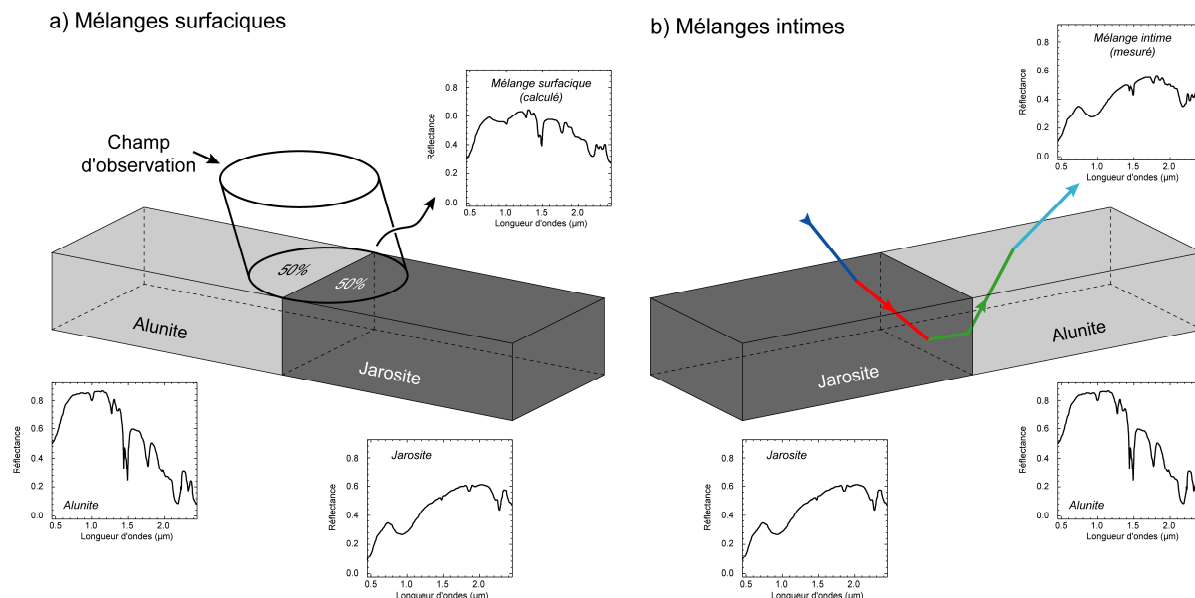


Figure 54 : (a) Mélanges surfaciques. Le spectre résultant du mélange correspond à une combinaison linéaire des spectres de toutes les surfaces qui composent le champ d'observation du capteur. (b) Mélanges intimes. Le spectre résultant est mesuré en laboratoire (d'après Clark, 2003) Le rayonnement incident (trait en bleu) interagit avec un matériau. Ce faisceau est ensuite réfracté par les différentes interfaces (trait en rouge et en vert) passant dans les minéraux voisins. Ainsi le faisceau sortant, mesuré par les instruments (trait en cyan), résulte d'une convolution de la réponse de chaque constituant rencontré sur son chemin optique.

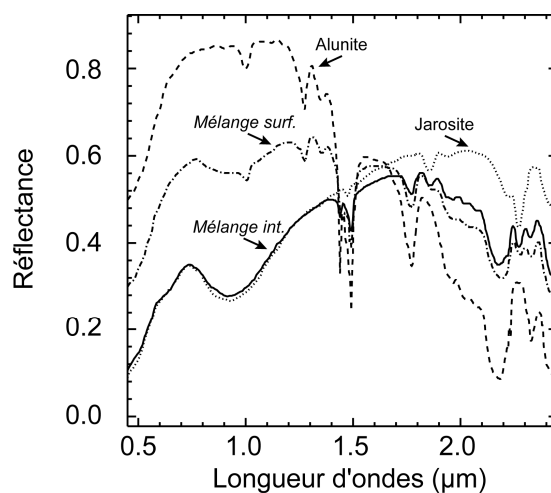


Figure 55 : Spectres USGS d'une alunite et d'une jarosite. Deux types de mélanges sont présentés : intime (int.) et surfacique (surf.) (d'après Clark, 2003). Le mélange surfacique résulte d'une combinaison linéaire des deux pôles purs (e.g., 50% pour chaque pôle pur) tandis que le mélange intime est non linéaire et le spectre résultant est mesuré en laboratoire.

4.1.7.3 Mélanges sur couches multiples

Les mélanges sur couches multiples ont lieu lorsqu'un matériau recouvre un autre. Dans ce type de mélanges, chaque couche constitue une interface où la diffusion et la transmission peuvent faire

varier le trajet optique. Ce dernier change en fonction des propriétés des matériaux traversés ainsi que de la longueur d'onde. La modélisation des mélanges à couches multiples s'applique aux solides, aux liquides et aux gaz. Ces deux derniers éléments ne s'appliquent pas directement à l'étude des roches. Dans les objectifs de cette étude, les descriptions de ce paragraphe porteront essentiellement sur les matériaux géologiques.

Ce type de mélanges est typiquement rencontré dans les roches qui présentent des altérations de surface. Une couche appelée patine peut s'y développer. Comme présenté dans le chapitre précédent, cette couche peut parfois être peu épaisse. En fonction de la profondeur de pénétration, le faisceau incident peut atteindre les minéraux recouverts et interagir avec eux. Ainsi le rayonnement récupéré est le résultat de l'interaction avec la couche altérée et le constituant minéral masqué par cette couche (Figure 56). Pour l'analyse spectrale, ce type de mélanges peut parfois constituer une contrainte. En effet, plusieurs phases minérales peuvent se développer à la surface des roches résultant en une modification de la forme des spectres. La présence d'un tel recouvrement crée des ambiguïtés qui augmentent lorsque la réflectance des surfaces diminue.

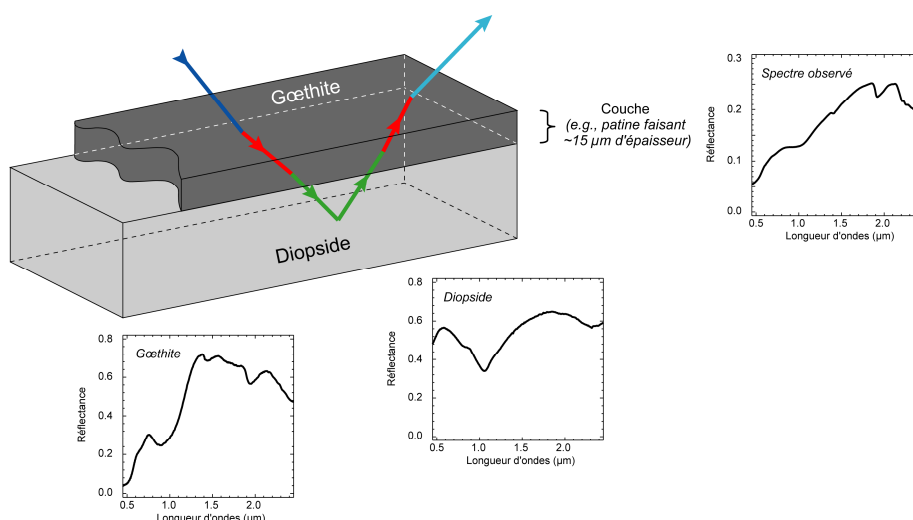


Figure 56 : Mélanges sur couches multiples. Le spectre observé et mesuré en laboratoire résulte de l'interaction du rayonnement incident (trait en bleu) avec une couche de gauthite épaisse d'environ 15 µm (trait en rouge). Ce faisceau est ensuite transmis à un grain de diopside (trait en vert). Le faisceau traverse à nouveau la patine et le spectre observé correspond à la convolution des signatures des milieux dans lesquels le rayonnement a interagit (trait en cyan).

4.1.7.4 Mélanges moléculaires

Ces types de mélanges ont lieu à l'échelle des molécules et se produisent soit entre deux liquides différents, soit entre un liquide et un solide. Un exemple de mélange moléculaire est celui qui a lieu entre la molécule d'eau et le réseau interlité des argiles (e.g., montmorillonite). Ce mélange est responsable d'un léger décalage de la bande d'absorption caractéristique de l'eau.

4.2 L'imagerie hyperspectrale

4.2.1 Caractéristiques techniques à considérer en télédétection

Les images acquises par télédétection peuvent être considérées comme une matrice dont chaque cellule correspond à un pixel⁹. Les instruments qui fournissent ces données et qui mesurent le rayonnement électromagnétique à distance présentent des caractéristiques différentes dont les données spectrales dépendent. Ces principales caractéristiques sont la résolution spectrale, la résolution spatiale, le rapport signal sur bruit et la façon dont les instruments acquièrent les données.

4.2.1.1 Résolution spectrale

La résolution spectrale est la capacité d'un spectromètre à enregistrer les variations proches en longueurs d'ondes sur un spectre. Elle reste par conséquent dépendante des spécificités techniques de l'instrument de mesure (Clark, 2004). Elle est définie par la largeur de bande spectrale, la bande passante et l'échantillonnage spectral.

- La largeur de bande spectrale : C'est la largeur d'un canal individuel dans le spectromètre. Plus cette largeur est étroite, meilleure est la capacité du spectromètre pour détecter des bandes d'absorptions. Ceci s'applique à condition que l'écart entre deux canaux soit suffisamment petit. C'est la raison qui explique pourquoi les appareils dotés de seulement quelques bandes larges et contiguës sont dans l'incapacité de résoudre un spectre. Par conséquent, ils ne sont pas considérés comme des spectromètres. Selon Clark (2004), l'utilisation de largeurs de bande et d'échantillonnage supérieures à 25 nm diminue fortement la capacité pour résoudre des fines absorptions permettant de discriminer des minéraux entre eux.
- La forme de la bande passante : En principe, les spectromètres ne détectent que le rayonnement qui se trouve à l'intérieur d'un intervalle de longueur d'onde étroit. Dans la pratique et à cause de certains effets liés à l'optique instrumentale la lumière s'échappe au-delà de la bande passante (e.g., diffusion à l'intérieur du système optique). D'une manière générale, la bande passante des spectromètres imageurs présente un profil gaussien. La largeur de la bande passante est généralement définie comme la largeur en longueur d'onde à 50% de réponse de cette fonction, comme le montre la Figure 57. Elle est appelée la largeur à mi-hauteur ou Full Width at Half-Minimum (FWHM).
- L'échantillonnage spectral : Il correspond à la distance en longueur d'ondes entre les profils de bande passante pour chaque canal dans le spectre en fonction de la longueur d'onde (Figure 57). Ce terme est souvent confondu avec la bande passante. Afin d'éviter

⁹ Pixel : Abréviation de "picture element". Il correspond à un point d'une image numérique et sa taille est dépendante de la résolution spatiale.

l'introduction de biais lors de l'échantillonnage spectral, il est conçu selon le critère de Nyquist. Ce dernier stipule que le maximum d'information est obtenu en échantillonnant à la moitié de la largeur à mi-hauteur.

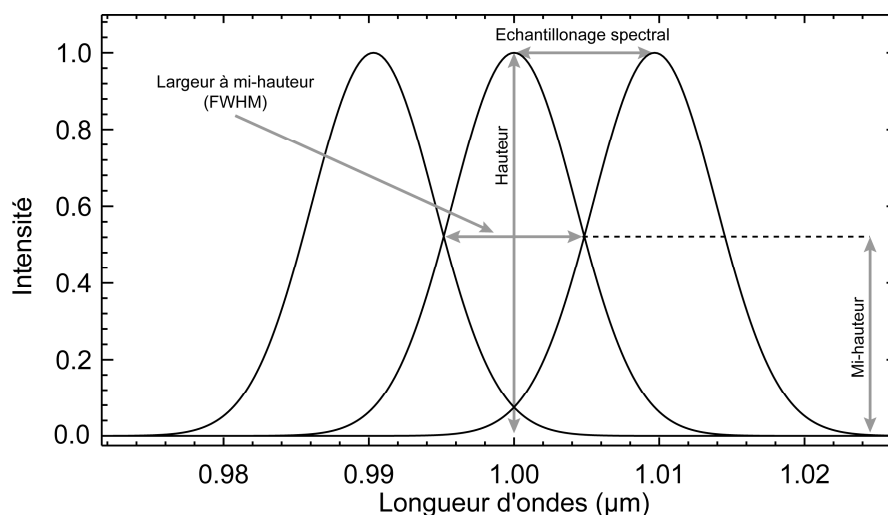


Figure 57 : Définition de termes propres à la résolution spectrale à l'aide de trois profils gaussiens centrés respectivement à 0,99, 1,00 et 1,01 μm et dont la largeur à mi-hauteur est de 10 nm.

Nombreux sont les travaux qui se sont attardés sur l'effet de la résolution spectrale pour la reconnaissance des cibles par spectrométrie. Grâce à une résolution spectrale de 1 nm, Post et Borer (2000) identifient en laboratoire les différents types de serpentine. Kruse (2000) arrive à faire la différence entre des roches à partir de la signature spectrale de la calcite, de la dolomite et de la séricite grâce à des instruments dotés d'une résolution spectrale comprise entre 10 et 20 nm. Rowan et al. (2004) ont opéré une distinction entre les différentes roches présentes dans un complexe métamorphique et plus particulièrement en raison de la bonne résolution spectrale de l'instrument compris entre 2,00 et 2,50 μm . Les travaux de Chabrilat et al. (2002) quant à eux insistent sur la nécessité de travailler avec une résolution spectrale inférieure à 14 nm pour pouvoir faire la distinction entre des argiles de natures différentes.

4.2.1.2 Résolution spatiale

La distance entre la cible et l'instrument utilisé en télédétection joue un rôle primordial puisqu'elle détermine l'étendue de la région observée et la précision de l'observation. Un instrument placé à une grande distance de la cible pourra ainsi observer une grande région mais sera dans l'incapacité de fournir une bonne précision sur des détails de celle-ci. Le détail qu'il est possible de différencier sur une image définit la résolution spatiale du capteur utilisé. Celle-ci correspond à la taille de l'objet le plus petit que l'on veut observer ou résoudre. La résolution spatiale d'un capteur dépend de son champ

de vision instantanée (IFOV¹⁰). Comme le montre la Figure 58a, le IFOV est défini comme étant le cône visible du capteur et détermine l'aire de la surface analysée à une altitude donnée. La grandeur de cette aire est obtenue en multipliant le IFOV par la distance de la surface au capteur. Cette aire correspond à une cellule de résolution. Les images utilisées en télédétection sont composées d'une matrice d'éléments appelés pixels (Figure 58a). Le pixel est le plus petit élément d'une image et s'assimile à une cellule de résolution. Il est le plus souvent carré. Pour différencier un élément de la surface observée (e.g., wadi dans la Figure 58b), il doit être de dimension égale ou supérieure à la cellule de résolution. Si l'élément est plus petit, il ne sera généralement pas différencié puisque c'est l'énergie moyenne des éléments de la cellule de résolution qui sera captée.

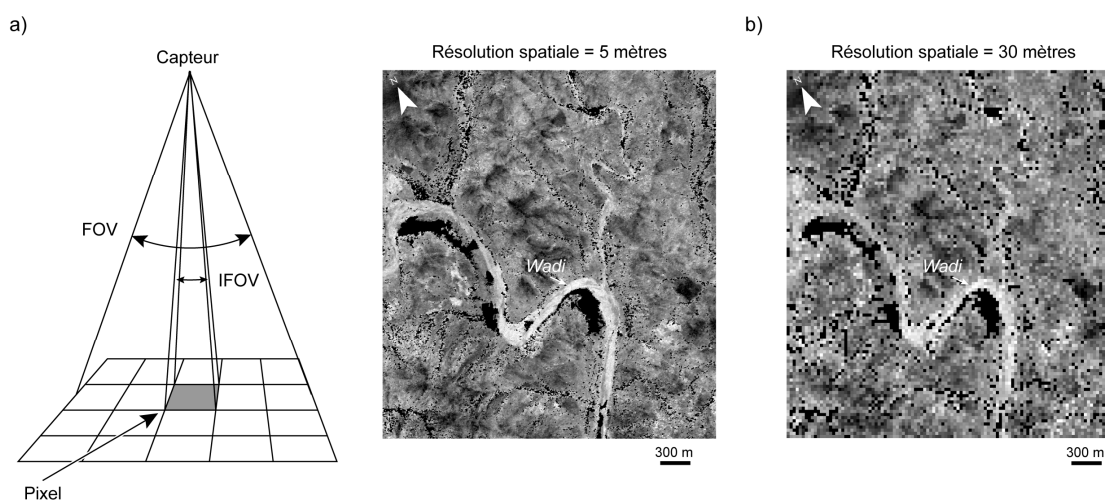


Figure 58 : (a) Définition du champ de vision (FOV) du champ de vision instantané (IFOV) et d'un pixel d'une image. (b) Images présentant des résolutions spatiales de 5 et 30 mètres pour un même secteur.

4.2.1.3 Rapport signal sur bruit

Un spectromètre doit mesurer le spectre avec une précision suffisante pour résoudre avec exactitude les détails présents. Le rapport signal/bruit (noté S/B) correspond au rapport entre le signal utile sur le bruit instrumental. Le rapport requis pour résoudre un problème particulier dépend de la profondeur de la bande d'absorption étudiée mais aussi de la sensibilité du détecteur, de la largeur de bande spectrale ainsi que de l'intensité du rayonnement réfléchi ou émis par la surface examinée (Kruse, 2000).

4.2.1.4 Conception des capteurs

Les capteurs utilisés en télédétection sont principalement de deux types : les capteurs à balayage (i.e., whisk-broom) et les capteurs à barrette (i.e., push-broom).

¹⁰ IFOV : de l'anglais Instantaneous Field Of View.

- Les capteurs whisk-broom (ou scanner) : Ils utilisent un miroir pour diriger le rayonnement électromagnétique (Figure 59a). La rotation de celui-ci balaye le champ d'observation pour chaque ligne de pixels en même temps que la plateforme se déplace. La lumière réfléchie par la surface passe alors par une lentille et est ensuite dirigée vers une séparatrice. La lumière est séparée dans les différentes régions du spectre et diffractée vers un détecteur ponctuel.
- Les capteurs push-broom : Ils acquièrent une ligne d'image instantanément. (Figure 59b). Une grille de diffraction ou un prisme sont généralement utilisées pour disperser le rayonnement électromagnétique aux longueurs d'ondes spécifiques des détecteurs correspondants.

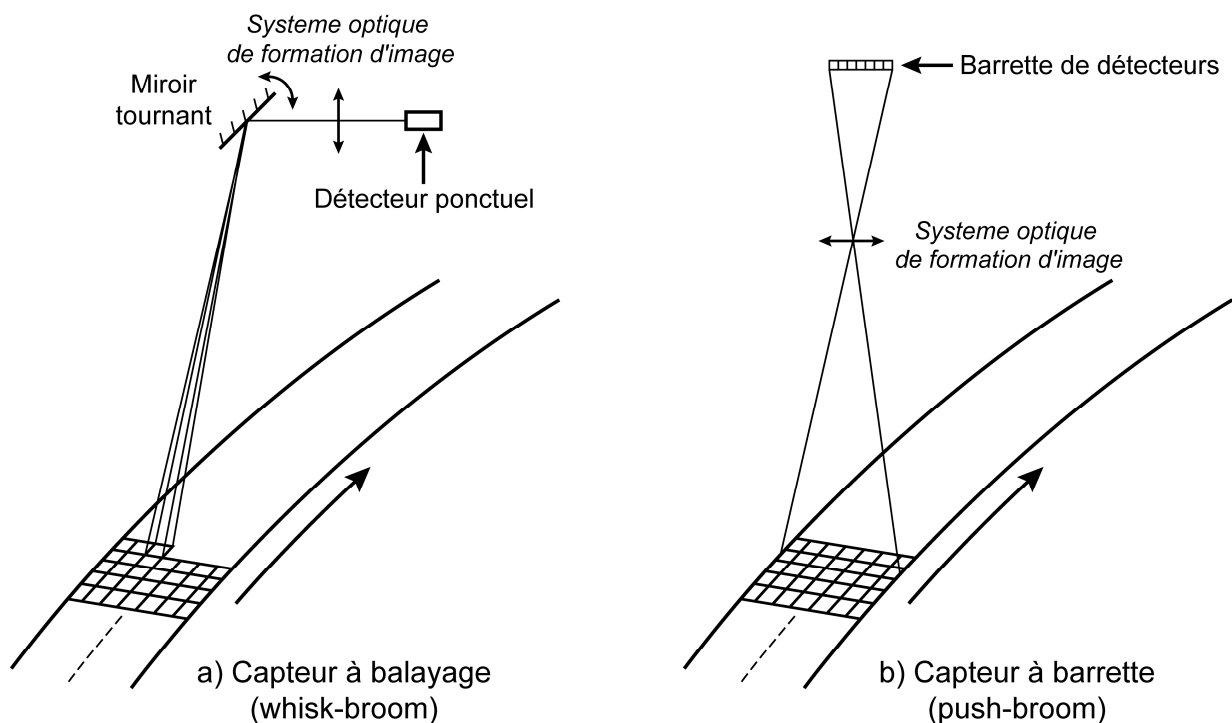


Figure 59 : Comparaison des capteurs à balayage (whisk-broom) et à barrette (push-broom). Dans l'un, les données sont construites pixel par pixel, pour le second, ligne par ligne (d'après Elachi, 1987).

4.2.2 Les capteurs multispectraux : instruments limités par le domaine spectral

L'utilisation de la télédétection comme outil d'aide à la cartographie géologique a débuté avec les premières images aériennes acquises en noir et blanc. Le développement de l'imagerie couleur ainsi que de la stéréoscopie ont permis ensuite d'augmenter les capacités de discrimination entre les différents objets présents à la surface. Néanmoins, ces outils demeurent limités au domaine du visible, échappant aux propriétés des matériaux dans l'infrarouge.

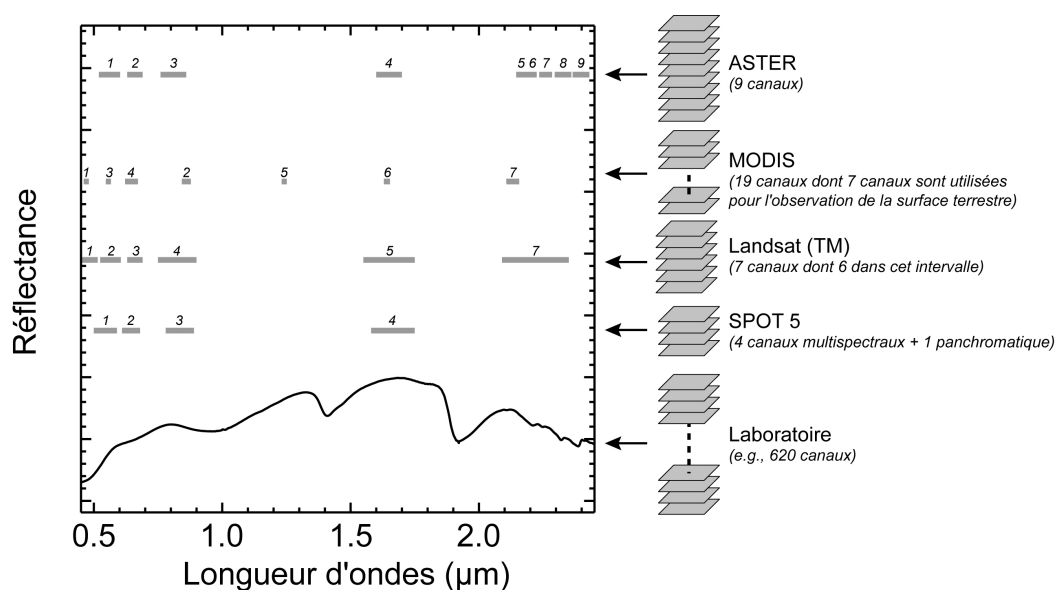


Figure 60 : Comparaison des bandes spectrales de différents capteurs multispectraux par rapport à un spectre d'une roche acquis en laboratoire entre 0,45 et 2,45 µm.

Le développement d'instruments multispectraux à partir des années 1970 a permis d'élargir les propriétés de cartographie grâce à une amélioration des propriétés spectrales s'étendant du visible au proche infrarouge puis à l'infrarouge à courte longueur d'onde. L'imagerie multispectrale est une technique d'acquisition des données définies par un nombre limité de canaux non contigus (e.g., 5 à 10). L'observation d'une lithologie donnée par le satellite SPOT 5¹¹ par exemple permet de l'examiner à partir de 4 canaux dans le visible proche infrarouge (ici le canal panchromatique n'est pas considéré) (Figure 60). Un outil pareil reste très limité pour la cartographie géologique car il ne procure pas d'informations dans l'infrarouge. Le dernier satellite de la famille Landsat possède à bord un capteur multispectral EMT+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) qui permet d'enregistrer la réflectance sur 7 canaux, dont 6 sont utilisables dans l'intervalle compris entre 0,40 et 2,50 µm. L'utilisation d'une très large bande (i.e., ~250 nm) au-delà de 2,00 µm ne permet pas d'identifier la nature des formations géologiques (Figure 60). A ce jour les deux satellites multispectraux permettant de fournir une information à l'aide de bandes plus étroites comprises entre 2,00 et 2,50 µm sont les instruments MODIS¹² et ASTER¹³. Malgré cette amélioration des données dans ce domaine de longueur d'ondes on est loin de reproduire la signature qui permettrait d'identifier les surfaces.

Un ensemble d'études utilisant cette technique ont été utilisé pour la cartographie géologique et pour la délimitation des affleurements lithologiques (e.g., Sultan et al., 1987 ; Abrams et al., 1988 ; Denniss et al., 1994 ; Rowan et Mars, 2003). En revanche, leur résolution spectrale demeure insuffisante pour faire une discrimination plus fine entre des roches. En effet, comme il a été démontré

¹¹ SPOT : Satellite Pour l'Observation de la Terre.

¹² MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer.

¹³ ASTER : Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer.

par l'exemple de la Figure 60, les bandes spectrales sont insuffisantes pour résoudre les absorptions étroites caractéristiques des minéraux dans l'infrarouge.

4.2.3 Les capteurs hyperspectraux : instruments qui combinent spectrométrie et imagerie

Afin de répondre au besoin d'une donnée plus représentative de la surface observée et comparable à des données acquises en laboratoire, ont été développés à partir du milieu des années 1980 des instruments à haute résolution spectrale appelées spectromètres imageurs hyperspectraux. Comme le montre la Figure 61, ces appareils combinent spectrométrie et imagerie. Ils acquièrent un grand nombre de bandes étroites (résolution spectrale d'environ 10 nm) et contiguës (i.e., > 120) et couvrant généralement l'intervalle compris entre 0,40 et 2,50 μm .

L'image obtenue est appelée "cube hyperspectral". Elle présente trois dimensions définies par le domaine spatial (e.g., en x et en y) et par le domaine spectral (e.g., en z). La nette amélioration de la résolution spectrale avec des bandes dont la largeur est de l'ordre de 10 nm ainsi que l'acquisition de bandes contiguës permet la reconnaissance des minéraux qui caractérisent les lithologies et ceci à partir de leurs bandes d'absorptions caractéristiques.

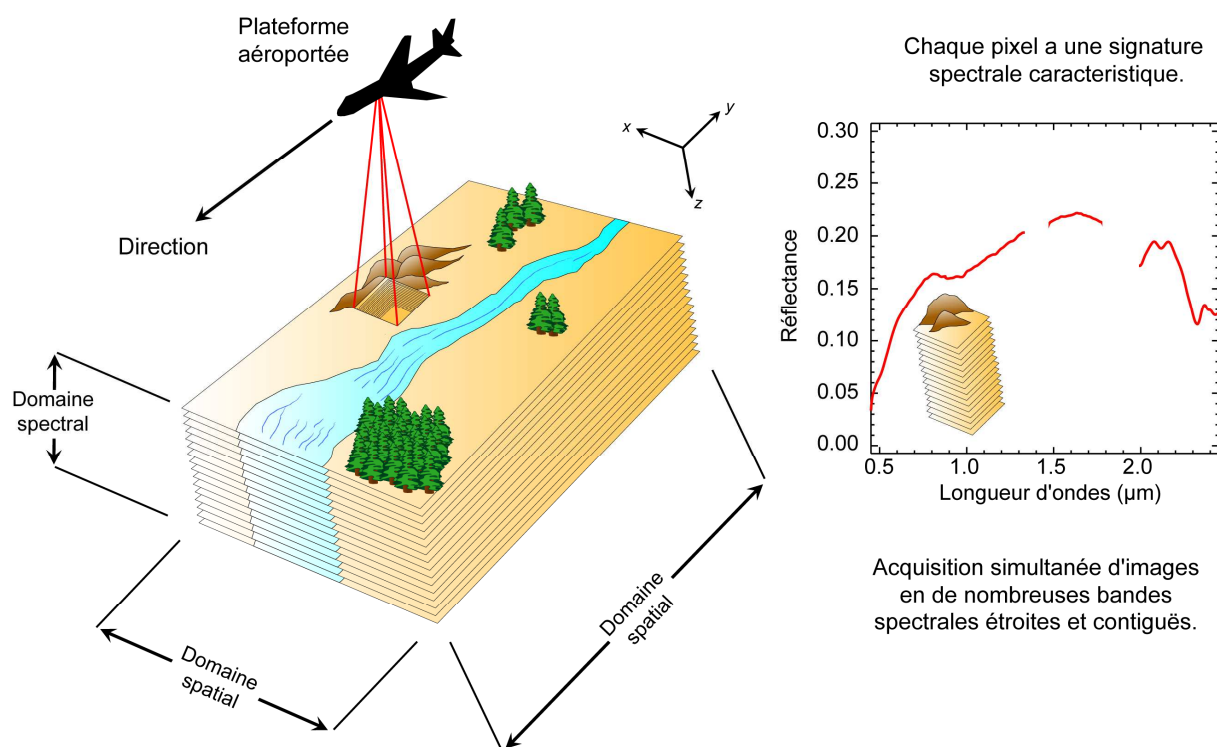


Figure 61 : Principe de la spectro-imagerie ou imagerie spectrale (d'après Vane et Goetz, 1988).

Le premier capteur aéroporté hyperspectral développé par la NASA a été AIS¹⁴. Il a été mis en service comme prototype au début des années 1980 puis remplacé par son successeur AVIRIS¹⁵. Cet instrument est doté de 224 canaux formant un spectre continu entre 0,40 et 2,50 μm . Les bons résultats obtenus avec AVIRIS en cartographie géologique ont permis de confirmer son réel apport (c.f., workshop AVIRIS¹⁶). Cette motivation a stimulé d'autres constructeurs à développer des instruments de ce type tels que CASI¹⁷, ROSIS¹⁸, DAIS¹⁹ ou HyMap²⁰. Ce développement se poursuit actuellement avec ARES²¹ (Müller et al., 2004) et APEX²² (Nieke et al., 2005) prévus respectivement pour 2008 et 2009.

¹⁴ AIS : Airborne Imaging Spectrometer.

¹⁵ AVIRIS : Airborne Visible InfraRed Imaging Spectrometer.

¹⁶ <ftp://popo.jpl.nasa.gov/pub/docs/workshops/aviris.proceedings.html> (page consultée en octobre 2007).

¹⁷ CASI : Compact Airborne Spectrographic Imager.

¹⁸ ROSIS : Reflective Optics System Imaging Spectrometer.

¹⁹ DAIS : Digital Airborne Imaging Spectrometer.

²⁰ HyMap : Hyperspectral Mapper.

²¹ ARES : Airborne Reflective/Emissive Spectrometer.

²² APEX : Airborne Prism Experiment.

4.3 Instruments de mesure utilisés classiquement en spectrométrie pour des applications en télédétection et moyens de validation des données acquises en laboratoire

Les instruments utilisés en spectrométrie sont des semi-conducteurs qui transforment le rayonnement électromagnétique en un courant électrique. Les différents spectromètres existant dans le marché sont constitués de dispositifs très variés qui permettent de disperser le rayonnement de plusieurs manières. Dans le cas d'un spectromètre à transformée de Fourier par exemple, ce processus est accompli à l'aide d'un interféromètre de Michelson alors que pour les spectromètres classiquement utilisés en laboratoire, sur le terrain ou montés sur une plateforme aéroportée, la lumière est dispersée par une série de grilles qui peuvent être fixes ou mobiles ou par des prismes. Les détecteurs qui caractérisent ces instruments sont sensibles à une gamme de longueur d'onde bien spécifique. Par conséquent, une série de détecteurs doit être utilisée pour couvrir le domaine de longueurs d'ondes souhaité. Comme la sensibilité des détecteurs varie en fonction de la longueur d'onde, l'échantillonnage ainsi que la résolution spectrale sont choisis de telle sorte que tous les détecteurs reçoivent suffisamment d'énergie pour que le signal enregistré soit supérieur au bruit de l'instrument.

Le Laboratoire de Planétologie et de Géodynamique de Nantes dispose d'une série de spectromètres qui permettent d'examiner des échantillons prélevés sur le terrain, dans un environnement contrôlé en laboratoire ou directement sur le terrain. Les images aéroportées en revanche sont achetées à des fournisseurs spécialisés dans le domaine de la télédétection. Dans cette partie, sont décrits les différents instruments de mesure utilisés dans ce travail.

4.3.1 Spectromètre Nicolet 5700 FT-IR

4.3.1.1 Présentation de l'instrument

Le spectromètre à transformée de Fourier Nicolet 5700 FT-IR (Thermo Nicolet Co.) est un instrument dont le domaine spectral analysé est fortement dépendant de la configuration définie par la source, la séparatrice et le détecteur (Figure 62) :

- Source : la source infrarouge est composée d'une lampe quartz halogène dont le maximum d'émission se situe entre 0,30 et 5,00 μm (i.e., 27000 et 3000 cm^{-1}).
- Séparatrice : la séparatrice fait partie de l'interféromètre de Michelson qui caractérise ce type d'appareil. Elle est utilisée pour dissocier le faisceau émis par la source. La séparatrice est en difluorure de calcium (CaF_2). Elle est transparente entre 1,00 et 4,76 μm (i.e., 10000 et 2100 cm^{-1}).
- Détecteur : le détecteur associé à l'instrument est en DTGS (Deuterated Triglycine Sulfate). Il est doté d'une fenêtre en bromure de potassium (KBr). Il permet d'examiner le rayonnement entre 0,86 et 5,40 μm (i.e., 11500 et 1850 cm^{-1}).

L'ensemble de ces constituants présente des gammes de longueur d'ondes différentes. Néanmoins, l'intervalle commun est compris entre 1,00 et 4,76 μm et défini par les propriétés de la séparatrice (Figure 62).

La lumière émise par la source traverse l'interféromètre de Michelson puis la chambre à échantillon avant d'atteindre le détecteur (Figure 62). L'étalonnage du spectromètre (i.e., alignement) est effectué à l'aide d'un laser He-Ne dont la longueur d'onde est connue (0,6328 μm). Le logiciel OMNIC 7.3 associé au spectromètre permet l'acquisition et le traitement des données obtenues. Il prend également en charge le calcul des spectres à partir des interférogrammes mesurés.

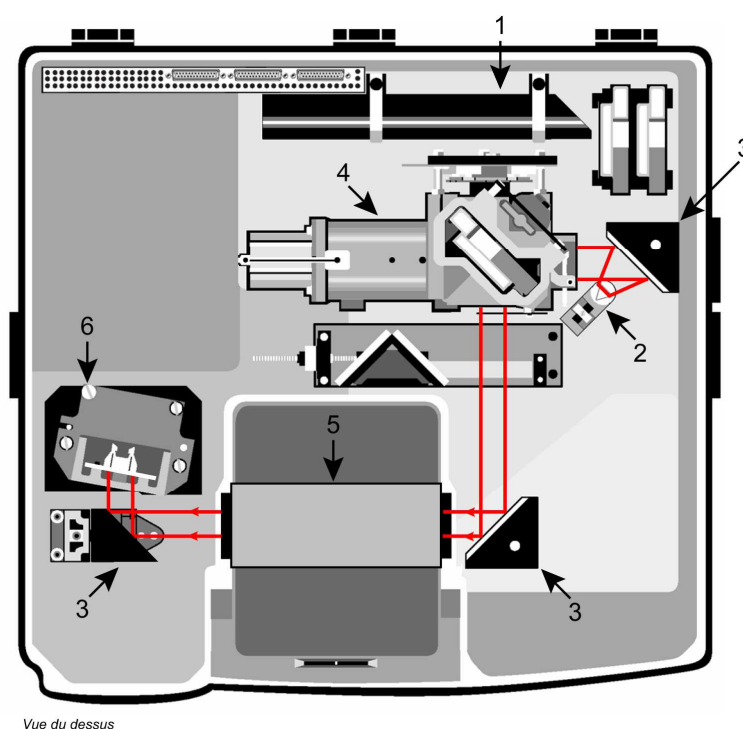


Figure 62 : Schéma décrivant les composants du spectromètre à transformée de Fourier Nicolet 5700 FT-IR. Le faisceau lumineux est en rouge. 1= Source Laser, 2= Source IR (quartz halogène), 3= Miroirs, 4= Interféromètre de Michelson, 5= Accessoire "Diffuse Reflectance" (chambre à échantillons), 6= Détecteur DTGS.

Dans le cas d'une source monochromatique de fréquence σ (unité en cm^{-1}), l'intensité de la source est notée $B(\sigma)$. Le faisceau incident est divisé par la séparatrice en deux faisceaux de même intensité (Figure 63). Chacun des faisceaux est réfléchi par l'un des miroirs, puis traverse la séparatrice. La différence de marche entre les deux faisceaux provient de la différence de distance des miroirs M_1 et M_2 à la séparatrice. M_1 est fixe tandis que M_2 est mobile. Lorsque M_2 se déplace, la différence de marche δ , s'écrit :

$$\delta = 2 \cdot (d_2 - d_1) \quad (4.24)$$

où d_1 est la distance qui sépare le miroir M_1 de la séparatrice et d_2 , la distance variable entre la séparatrice et le miroir mobile M_2 . Chacun des faisceaux émergents a pour intensité $B(\sigma)/4$. L'intensité du faisceau recombinaé est :

$$I(\delta) = \frac{B(\sigma)}{2} [1 + \cos(2\pi\delta\sigma)] \quad (4.25)$$

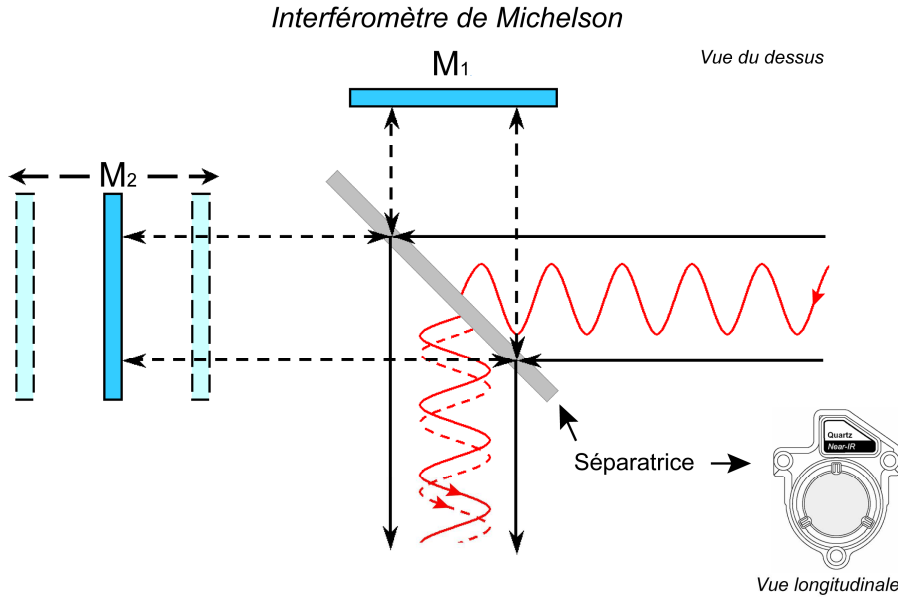


Figure 63 : Principe de l'interféromètre de Michelson. M_1 : Miroir fixe, M_2 = Miroir mobile.

Le miroir M_2 se déplace selon l'axe optique du faisceau incident. Le déplacement de M_2 produit une variation de la différence de marche δ . Le détecteur enregistre l'interférogramme $I(\delta)$ entre les bornes $-\delta_{\max}$ et δ_{\max} . La fonction $I(\delta)$ est une sinusoïde qui passe par des maxima (interférences constructives) et par des minima (interférences destructives).

Dans le cas d'une source polychromatique, à chaque σ de la source correspond une sinusoïde d'interférence. L'interférogramme détecté est alors la superposition de ces sinusoïdes d'amplitudes et de périodes différentes (Figure 64 et Figure 65). Le point de différence de marche nulle (ZDP²³) est le même pour toutes les fréquences. En ce point, tous les signaux monochromatiques sont en phase. L'interférogramme résultant est donc centré autour du ZDP et son intensité est de la forme :

$$I(\delta) = \int_0^{+\infty} \frac{B(\sigma)}{2} \cos(2\pi\delta\sigma) d\sigma \quad (4.26)$$

²³ ZPD : de l'anglais Zero Path Difference.

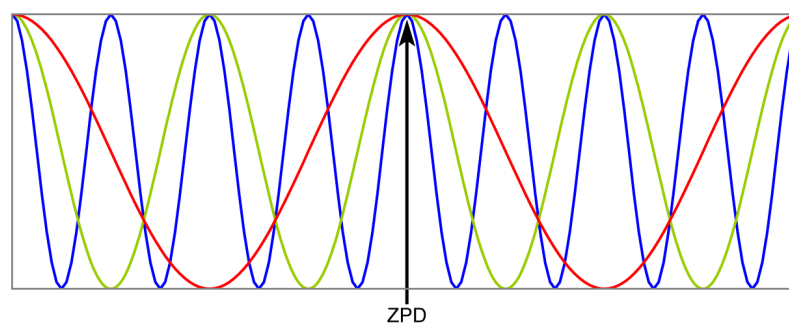


Figure 64 : Superposition des interférogrammes de trois ondes monochromatiques : les sinusoïdales passent toutes les trois par un maximum au point de différence de marche nulle (Zero Path Difference).

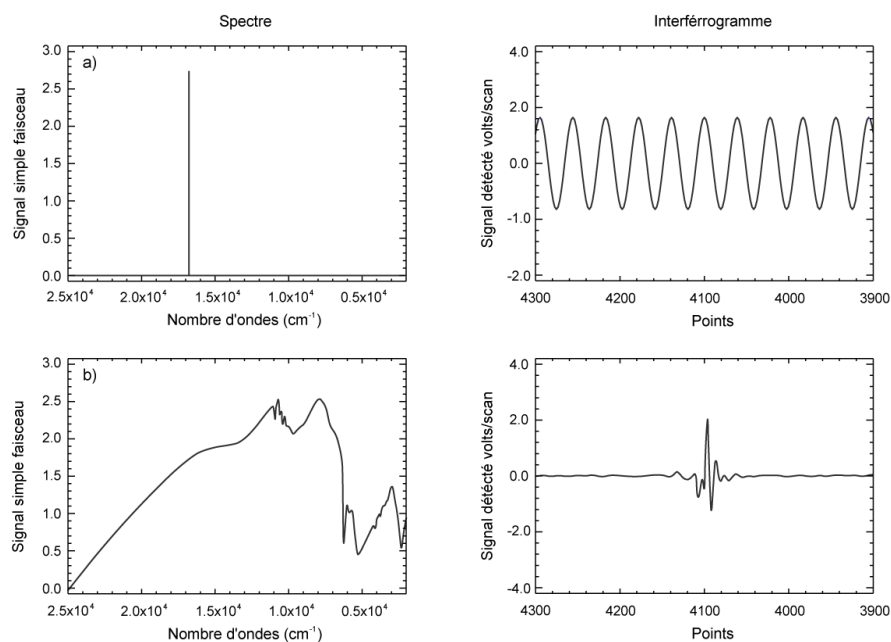


Figure 65 : Spectres et interférogrammes correspondants : (a) raie monochromatique, (b) source polychromatique.

L'analyse de l'échantillon par le faisceau se fait à la sortie de l'interféromètre. L'onde recombinée interagit avec la cible avant d'atteindre le détecteur. Un facteur supplémentaire $R(\sigma)$ est alors introduit exprimant la réflexion. Ce facteur est donc introduit dans l'équation 4.26 et l'intensité du faisceau détecté devient :

$$I(\delta) = \int_0^{+\infty} \frac{B(\sigma)}{2} \cdot R(\sigma) \cdot \cos(2\pi\delta\sigma) d\sigma \quad (4.27)$$

Ce qui revient également à :

$$I(\delta) = \int_0^{+\infty} S(\sigma) \cdot \cos(2\pi\delta\sigma) d\sigma \quad (4.28)$$

où $S(\sigma)$ est le spectre de l'échantillon dans l'espace des fréquences σ qui intègre le produit de l'intensité de la source et de celle qui est réfléchiée par la cible examinée. La transformée de Fourier de l'interférogramme mesuré est ensuite calculée à l'aide du logiciel incorporé à l'instrument (OMNIC 7.3).

Tableau 4 : *Caractéristiques spectrales du spectromètre de laboratoire Nicolet 5700 FT-IR.*

Constructeur	Nicolet 5700 FT-IR		
	Thermo Nicolet Corporation, USA	Intervalle (en cm^{-1})	Intervalle (en μm)
Source (S)	Quartz - Halogène	3000 et 27000	0,30 et 5,00
Séparatrice (Sp)	CaF_2	10000 et 2100	1,00 et 4,76
Détecteur (D)	DTGS	11500 et 1850	0,86 et 5,40
Intervalle commun de la configuration S/Sp/D		10000 et 2100	1,00 et 4,76
Résolution spectrale (en cm^{-1})		4	
Nombre de canaux		2037	
Ré-échantillonnage (en nm)		3,5	
Nombre de canaux après ré-échantillonnage	431	-	1,00 et 2,45
Accessoire	Diffuse Reflectance	-	-
Surface analysée	0,28 cm^2	-	-

La résolution du spectromètre est limitée par l'étendue de l'interférogramme (i.e., δ_{max}). Plus le balayage est grand, plus la résolution est fine. Pour distinguer deux fréquences très proches l'une de l'autre, il est nécessaire de s'éloigner du point de ZDP pour arriver à distinguer les sinusoides correspondantes. Ceci implique une valeur de δ_{max} la plus grande possible. La résolution est donnée par la relation $\delta\sigma = 1 / \delta_{\text{max}}$. La résolution du spectromètre Nicolet 5700 peut aller jusqu'à $0,5 \text{ cm}^{-1}$. Mais pour l'identification des absorptions présentes dans les spectres des échantillons examinés dans cette thèse, l'utilisation d'une résolution spectrale de 4 cm^{-1} est largement suffisante.

Pour des applications en télédétection terrestre, seul l'intervalle compris entre 1,00 et 2,45 μm est utile et comparable aux domaines couverts par d'autres instruments utilisés sur le terrain ou lors de campagnes aéroportées. Ce spectromètre travaille en nombre d'ondes. Le passage dans un espace en longueurs d'ondes entraîne la perte de l'espacement régulier entre les différents canaux. Un ré-échantillonnage est effectué afin de restituer un espacement régulier entre les canaux. Celui-ci est fixé à 3,5 nm afin d'identifier des fines bandes d'absorptions. L'intervalle utilisé est donc compris entre 1,00 et 2,45 μm et se caractérise par 431 canaux.

4.3.1.2 Mesure des spectres de réflectance

Les mesures de réflectance sont effectuées en utilisant l'accessoire "Diffuse Reflectance" (Figure 66). Il permet d'analyser une cible par un jeu de miroirs qui dirigent et récupèrent le rayonnement sous une géométrie biconique. La référence utilisée par cet accessoire est un miroir en Au (Figure 67a).

Son acquisition est effectuée avant ou après celle de l'échantillon. Le logiciel intégré à l'instrument gère le calcul et affiche un spectre en réflectance en sortie. L'acquisition nécessite un certain nombre de balayages dépendant de la nature de la cible examinée. D'une manière générale, plus le nombre d'analyses est élevé, plus le signal est de bonne qualité. Cependant, si un grand nombre de mesures est effectué, le temps d'acquisition risque d'être long. Puisque la mesure de la référence nécessite le même nombre de mesures que la cible, le laps de temps entre ces deux acquisitions risque d'être important. Pour cela, il faut trouver le meilleur compromis entre l'acquisition de la référence et celle de la cible. Les balayages sont intégrés automatiquement par le logiciel qui effectue la moyenne au fur et à mesure que la mesure avance. Pour l'ensemble des acquisitions effectuées dans ce travail, le nombre de balayage a été fixé à 150 (i.e., ~3 minutes par mesure).

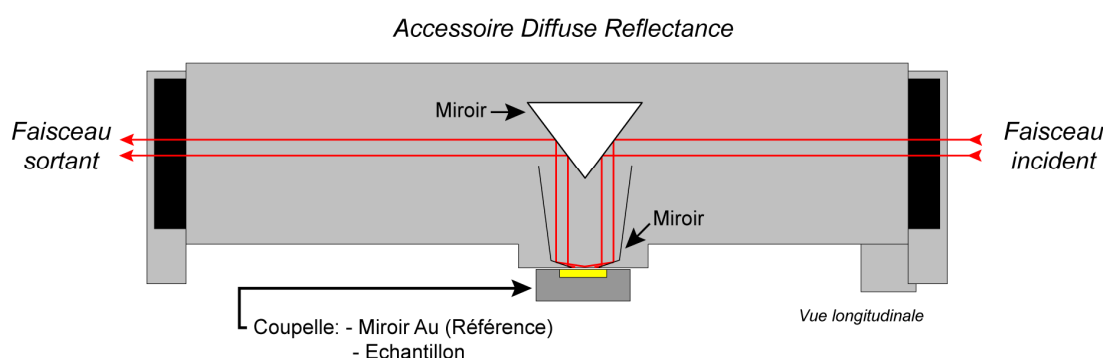


Figure 66 : *Chemin optique dans l'accessoire "Diffuse Reflectance". La coupelle contient un miroir en Au qui est utilisé comme référence, mais aussi un porte échantillon.*

Deux types d'échantillons sont examinés à l'aide de cet instrument : des poudres et des roches solides. Lorsque l'échantillon à analyser est réduit en poudre (e.g., sols, minéraux), la coupelle est remplie avec l'échantillon (Figure 67b). Celui-ci ne doit pas être compacté. L'égailisation de la surface se fait en raclant avec une spatule disposée en biais (Figure 67c). De cette manière, une légère rugosité aléatoire est donnée à la surface. Lorsque l'échantillon est une roche, il doit être réduit en taille pour entrer dans la chambre à échantillon. Les spécimens sont donc sciés. En revanche, leur surface doit rester dépolie au risque de donner un comportement spéculaire entraînant une mauvaise interaction du rayonnement avec la cible.

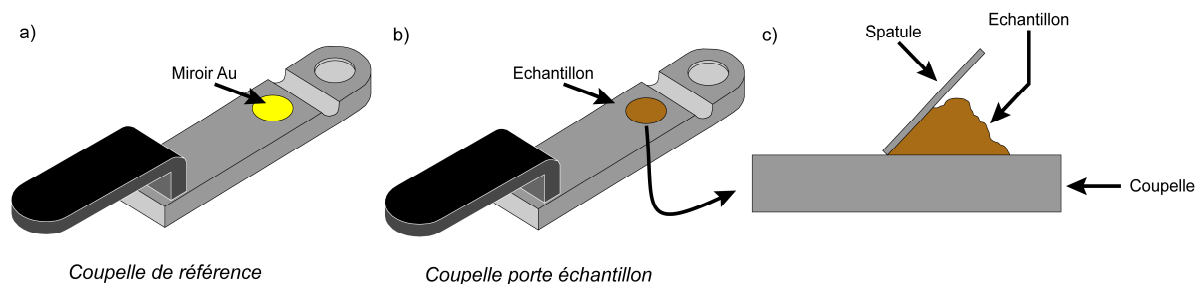


Figure 67 : (a) *Coupelle de référence qui porte le miroir en Au.* (b) *Coupelle porte échantillon.* (c) *Retrait du surplus d'échantillon à l'aide d'une spatule.*

La réflectance de l'échantillon ($\rho_{éch}$) est obtenue en divisant le spectre de l'échantillon ($\rho_{éch}$) par celui de la référence en Au ($\rho_{réf}$) :

$$\rho_{éch}(\lambda) = \frac{\rho_{éch}(\lambda)}{\rho_{réf}(\lambda)} \quad (4.29)$$

La référence utilisée est un miroir en Au. Sa surface est lisse et présente un comportement spéculaire. Les cibles examinées présentent toutes des surfaces rugueuses et sont par conséquent considérées comme ayant un comportement diffus. Cette différence de comportement se traduit sur le spectre par des faibles valeurs de réflectance en sortie (e.g., spectre de la kaolinite dans la Figure 68a). Elles ne sont pas comparables aux mesures acquises sur le même échantillon mais à l'aide d'autres instruments qui utilisent un panneau de référence qui a un comportement diffus. Afin de pouvoir les comparer, l'ensemble des mesures est corrigé. Clark et al. (2007) proposent d'ajuster les spectres aux données acquises pour le même échantillon à l'aide d'un autre spectromètre à la longueur d'onde 2,25 μm . Afin d'ajuster au mieux la forme des spectres sur toute la gamme spectrale, nous avons préféré de les corriger en utilisant le spectre d'un Spectralon[®] acquis en prenant le miroir en Au comme référence. Ce matériau est considéré comme un diffuseur parfait dans le domaine de longueurs d'ondes examiné. En effet, comme le montre la Figure 68a, le spectre du Spectralon[®] ne présente pas d'absorptions particulières entre 1,00 et 2,45 μm mais une pente décroissante vers les petites longueurs d'ondes. La correction empirique des effets liés à la géométrie biconique et au comportement spéculaire du miroir en Au est accomplie en divisant le spectre de la cible par le spectre du halon (Figure 68b). De cette manière, les spectres d'un même échantillon effectués avec deux appareils différents peuvent être comparés. Des légères modifications de la forme du spectre sont ainsi ajustées telle qu'une chute de la réflectance vers 1,00 μm (flèches, Figure 68a et b).

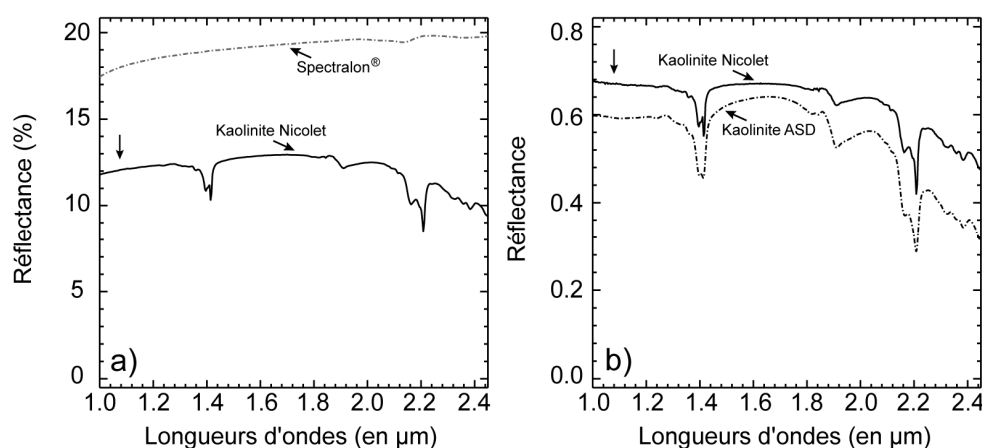


Figure 68 : (a) Spectre d'un échantillon de kaolinite et du Spectralon[®] utilisés comme exemple pour illustrer les données acquises à l'aide du spectromètre Nicolet 5700 FT-IR. (b) Spectre de kaolinite acquis à l'aide du spectromètre Nicolet 5700 FT-IR après correction par rapport au spectre du Spectralon[®]. Le spectre du même échantillon acquis à l'aide d'un autre spectromètre est présenté. Les données sont comparables.

4.3.2 Spectromètres GER 3700 et ASD FieldSpec FR®

4.3.2.1 Présentation des instruments

Les spectromètres GER 3700 et ASD FieldSpec FR® sont tous les deux des instruments conçus pour être utilisés sur le terrain. Néanmoins, ils peuvent être employés en laboratoire sous des configurations différentes. L'intervalle de longueur d'onde analysé par ces deux appareils est commun. Il est compris entre 0,35 et 2,50 μm . Néanmoins, ces appareils présentent des caractéristiques optiques différentes.

4.3.2.2 Spectromètre GER 3700

Le spectromètre GER 3700 dispose de deux optiques d'observation différentes. Elles sont permutées en fonction de la configuration d'analyse à l'extérieur (e.g., sur le terrain) ou à l'intérieur (e.g., en laboratoire). Le soleil est utilisé comme source d'éclairage pour les mesures effectuées sur le terrain. Une lentille est adaptée à l'instrument pour observer une cible précise et ainsi récupérer le rayonnement qui a été réfléchi par celle-ci. Le champ d'observation de cette lentille est étroit. Il fait 5° (Tableau 5). La surface examinée est fortement dépendante de la hauteur à laquelle le spectromètre est placé. Par exemple, pour examiner une surface d'environ 50 cm^2 (soit un rayon de 4 cm) il faut placer l'instrument à 1 mètre du sol (Figure 69).

En laboratoire la cible est éclairée par une lampe halogène. Dans ce cas, le rayonnement réfléchi est récupéré par une fibre optique dont l'ouverture est de 90° . Elle est placée à une distance d'environ 15 cm de l'échantillon. Le champ d'observation est en fait contrôlé par la taille du spot lumineux qui éclaire la cible soit un cercle de 7 à 50 cm^2 (pour 1,5 à 4 cm de diamètre) selon la focalisation.

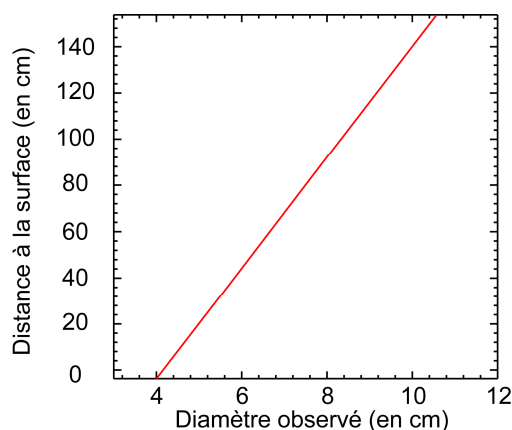


Figure 69 : *Diamètre observé par l'optique du spectromètre GER 3700 en fonction de la distance à laquelle cet instrument se situe de la surface.*

Dans ces deux contextes, le signal récupéré est dirigé vers trois détecteurs. Après avoir traversé un jeu de séparatrices et de lentilles, le rayonnement est dispersé par des grilles de diffraction (Figure 70).

Les trois bancs analysent la lumière dans des gammes de longueurs d'ondes différentes. L'intervalle compris entre 0,35 et 1,05 μm est couvert par une barrette Si, celui compris entre 1,05 et 2,50 μm par deux barrettes PbS.

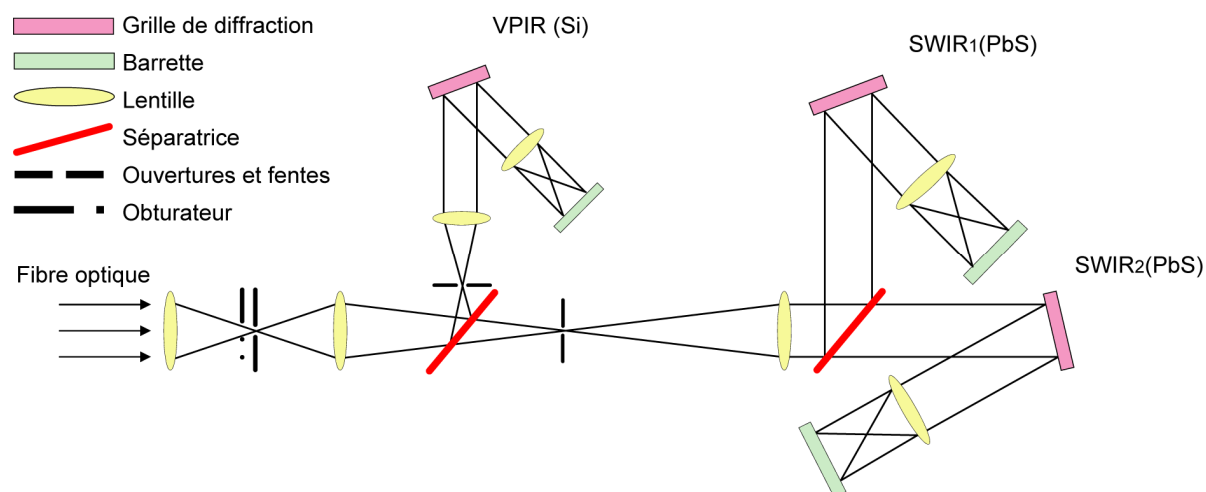


Figure 70 : *Chemin optique et caractéristiques des détecteurs du spectromètre GER 3700 (d'après MacArthur et al., 2006).*

Tableau 5 : *Caractéristiques spectrales des spectromètres de terrain GER 3700 et ASD.*

	GER 3700			FieldSpec [®]		
Constructeur	Geophysical Environmental Research Corp. (GER)			Analytical Spectral Device Inc. (ASD)		
Optique	Fibre optique	Lentille		Fibre optique	Optiques adaptables	
Champ de vision de l'instrument (FOV)	>90°	5°		25°	8° et 18°	
Barettes/Détecteurs	UV-VNIR Si	SWIR-1 PbS ₁	SWIR-2 PbS ₂	UV-VNIR Si	SWIR-1 InGaAs ₁	SWIR-2 InGaAs ₂
Gamme de longueur d'onde (en µm)	0,35-1,05	1,05-1,90	1,90-2,50	0,35-1,00	1,00-1,80	1,00-1,80
Résolution spectrale moyenne (en nm)	15-16	15-16	18-20	3 entre 0,35 et 1,05 µm	10 entre 1,00 et 2,50 µm	
Temps d'intégration (en ms)	50		100 (réglable)			
Nombre de Canaux	620		2151			

4.3.2.3 Spectromètre ASD FieldSpec FR[®]

Le spectromètre ASD FieldSpec FR (Full Range)[®] utilise également le soleil comme source d'éclairement sous sa configuration de terrain. En revanche, à la différence du spectromètre GER 3700, il utilise une fibre optique pour récupérer le signal réfléchi par la surface. La fibre optique, dont le champ de vision est de 25°, est montée sur un système optique spécialisé capable d'accueillir différents accessoires dotés de champs d'observation variables (e.g., 8°, 18°, 25°). En laboratoire, les échantillons sont analysés à l'aide d'une sonde qui contient à la fois la source d'éclairement artificielle

(e.g., lampe halogène) et la fibre optique. Cette sonde est ensuite plaquée à l'échantillon pour analyser sa composition.

Sous ces deux configurations, le rayonnement électromagnétique est récupéré et dirigé vers trois détecteurs (Figure 71). Le premier est en Si et couvre la gamme de longueurs comprises entre 0,35 et 1,00 μm (Tableau 5). Une grille de diffraction fixe disperse la lumière qui est ensuite enregistrée par le détecteur en fonction des différentes longueurs d'ondes. L'intervalle compris entre 1,00 et 2,50 μm est observé par deux détecteurs en InGaAs. La lumière est alors dispersée à l'aide d'une grille mobile. Ainsi, les deux détecteurs récupèrent le rayonnement pour des longueurs d'ondes différentes.

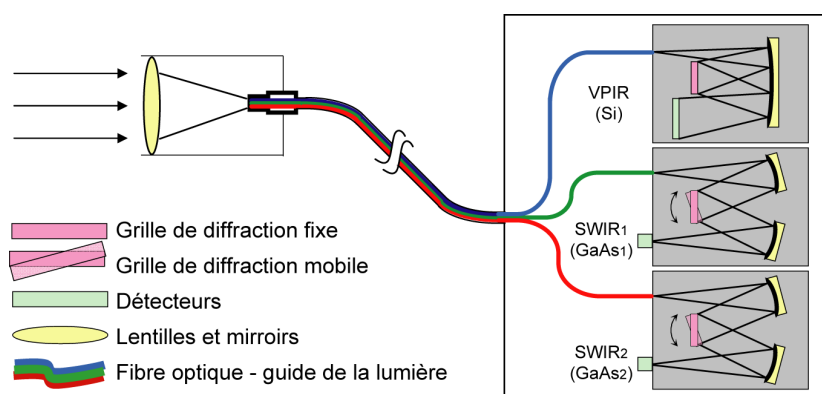


Figure 71 : Chemin optique et caractéristiques des détecteurs du spectromètre ASD FieldSpec FR® (d'après MacArthur et al., 2006).

4.3.2.4 Mesure des spectres de réflectance

Pour ces deux appareils de mesure, l'acquisition des spectres en réflectance se fait en deux étapes. La première consiste à acquérir la mesure d'un panneau de référence. Il est constitué d'un matériau (le Spectralon®) qui est un réflecteur parfait puisqu'il ne présente pas d'absorptions dans la gamme de longueurs d'ondes considérées et réfléchit le rayonnement dans toutes les directions. Il réfléchit plus de 99% de la lumière entre 0,40 et 1,50 μm et plus de 95% entre 1,50 et 2,5 μm . La deuxième mesure consiste à examiner la cible. Les spectres de ces deux surfaces sont acquis en luminance ($\mu\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{nm}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$). Les spectres en luminance acquis pour ces deux surfaces contiennent l'influence de l'atmosphère même lorsque ces mesures sont effectuées en laboratoire. Le rapport entre la luminance de la cible (L_{cible}) et celle du panneau de référence ($L_{\text{référence}}$) sur toutes les longueurs d'ondes (λ) permet d'éliminer ces effets et d'accéder à l'identification des absorptions liées aux éléments qui constituent la cible grâce au spectre de réflectance (Eq. 4.30).

$$\rho_{\text{cible}}(\lambda) = \frac{L_{\text{cible}}(\lambda)}{L_{\text{référence}}(\lambda)} \quad (4.30)$$

Dans le cas du spectromètre ASD FieldSpec FR®, les données sont exportées en réflectance et ce calcul est effectué de manière automatique par le logiciel intégré à cet instrument. Dans le cas du

spectromètre GER 3700, la luminance de la référence blanche est systématiquement donnée avec celle de la cible (Figure 71) pour être éventuellement contrôlée et corrigée ultérieurement.

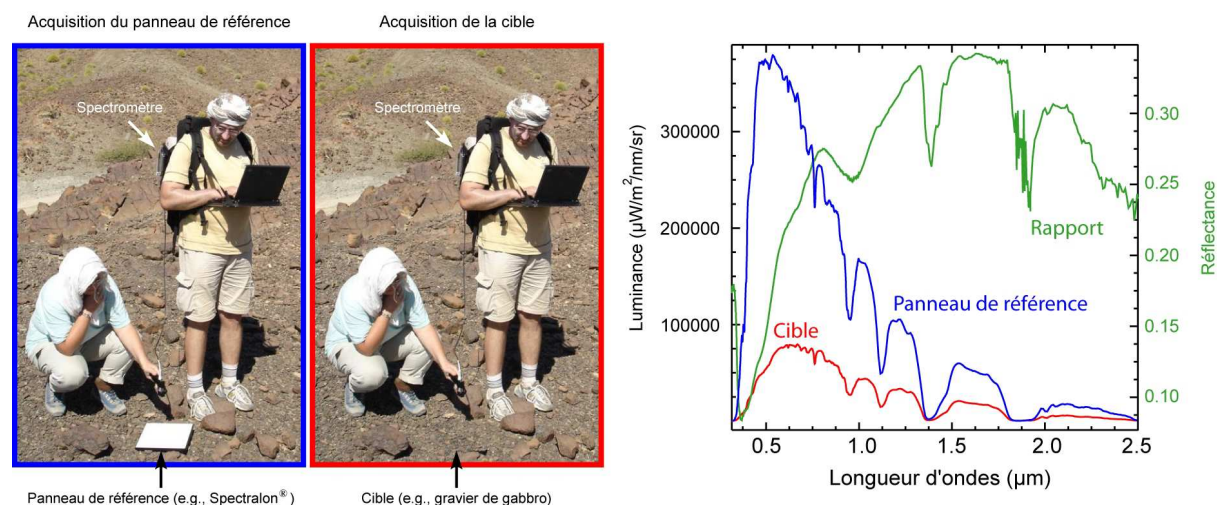


Figure 72 : Acquisition de spectres de réflectance à partir du spectromètre ASD FieldSpec® et visualisation d'une mesure complète par le spectromètre GER 3700.

En raison du bon rapport signal sur bruit du spectromètre ASD, seul 5 mesures sont effectuées par échantillon. Chaque donnée acquise à l'aide du spectromètre GER 3700 est une moyenne de 10 spectres au temps d'intégration variable.

Par ailleurs, dans le but d'éviter des effets directionnels rencontrés parfois sur certaines préparations effectuées en laboratoire les mesures sont effectuées en tournant les échantillons de 90°. L'ensemble de ces mesures est ensuite moyenné.

4.3.2.5 Corrections effectuées sur les spectres ASD

Lorsque les détecteurs du spectromètre ASD n'observent pas rigoureusement la même surface, des sauts apparaissent à 1,05 et à 1,80 μm et marquent sur le spectre la transition entre les différents détecteurs (Figure 73). Néanmoins, ce décalage apparaît également lors de l'analyse de surfaces homogènes suggérant que les détecteurs InGaAs sont un peu moins stables par rapport au détecteur Si. Afin d'avoir un spectre continu en s'affranchissant de ce type d'artefacts liés à l'instrument, une régression linéaire est appliquée sur les 20 canaux qui se situent de part et d'autre de ces deux décalages (voir détails Figure 73). Ainsi les intervalles du spectre sont ajustés pour avoir en sortie un spectre continu sur l'intervalle d'analyse.

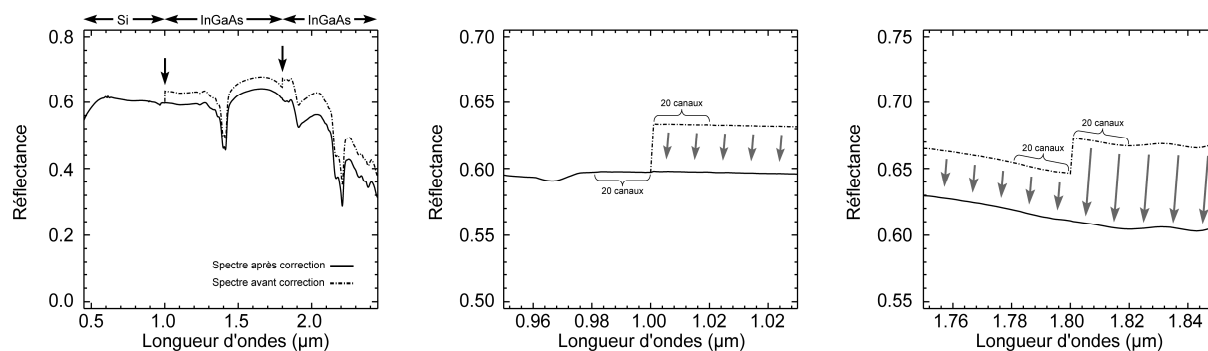


Figure 73 : Spectre de kaolinite acquis à l'aide du spectromètre ASD avant et après correction de l'artefact liée au saut de réflectance montrées par les flèches en noir. Les deux détails montrent que de part et d'autre de 1,00 et 1,80 μm une droite peut être ajustée pour ramener les spectres aux réflectances du détecteur Si (flèches grises).

4.3.3 Spectromètre imageur HyMap

4.3.3.1 Présentation de l'instrument

HyMap est un instrument hyperspectral développé par la compagnie Australienne Integrated Spectronics Pty Ltd. et par Optical Systems Engineering Group faisant partie du groupe CSIRO Manufacturing Science and Technology. L'instrument consiste en un module de balayage hyperspectral (i.e., type whisk-broom) opéré sur une plateforme aéroportée (e.g., avion léger) doté d'un port de caméra standard.

Tableau 6 : Description des conditions d'acquisition des données HyMap et leur caractéristique spectrales (d'après Cocks et al., 1998).

Opérateur	HyVista Pty Ltd.			
Affréteur	Furgo			
Plateforme	Cessna C404			
Constructeur	Integrated Spectronics Pty Ltd. Optical Engineering Associates Pty Ltd.			
Date de vol	4 et 6 décembre 2002			
Altitude nominale (en m)	4500-5000			
Largeur d'une image (en pixels)	512			
Largeur d'une image (en m)	2800			
Champ de vision de l'instrument (FOV)	61,3°			
Champ de vision instantané (IFOV)	2,5 mrad longitudinal 2,0 mrad latitudinal			
Détecteur	VIS	NIR	SWIR-1	SWIR-2
Nombre de canaux	32	30	32	32
Résolution spectrale moyenne (en nm)	15-16	15-16	15-16	18-20
Gamme de longueur d'onde (en μm)	0,45-0,89	0,89-1,35	1,40-1,80	1,95-2,48
Résolution spatiale (en m)	6 m			

Le rapport signal/bruit des données, acquises avec un angle solaire de 30° , est supérieur à 500:1 à l'exception des canaux situés à des longueurs d'ondes proches des absorptions atmosphériques. Sa résolution spatiale est élevée et oscille entre 2 à 10 mètres en fonction de l'altitude de vol. L'instrument couvre le visible, le proche infrarouge et l'infrarouge à courte longueur d'onde avec 128 canaux et une résolution spectrale comprise entre 10 et 20 nm.

Le rapport signal/bruit élevé ainsi que la résolution spatiale de cet instrument facilite la discrimination entre le bruit et les éléments constitutifs d'un affleurement qui sont contenus à l'intérieur d'un pixel. Des détails plus spécifiques à l'instrument sont présentés dans le Tableau 6. Des explications plus précises concernant la calibration de l'instrument sont données par Cocks et al. (1998).

4.3.3.2 Campagne aéroportée sur le Massif de Sumail (Oman)

Les 4 et 6 décembre 2002, le Massif du Sumail a été observé par le spectromètre HyMap. Un total de 9 traces orientées est-ouest et 14 orientées nord-sud ont été acquises durant cette campagne.

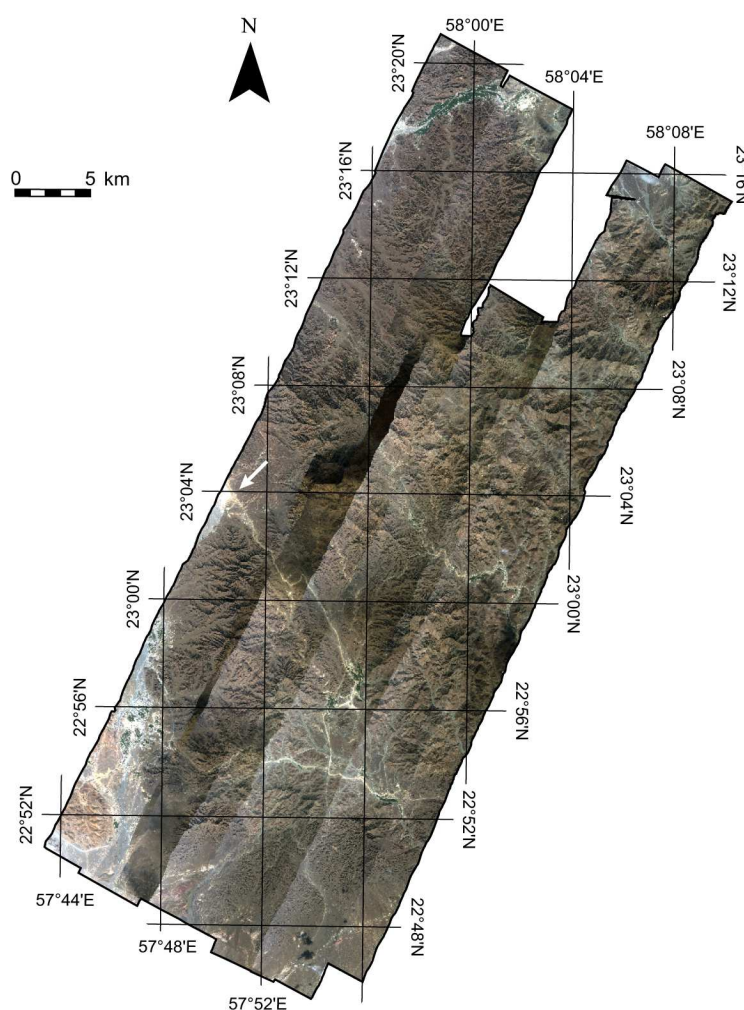


Figure 74 : Mosaïque HyMap du Massif de Sumail (Oman) corrigée géométriquement à partir des points de contrôle acquis sur le terrain. La flèche blanche indique le site où ont été effectuées les mesures pour la correction de l'étalement présenté dans la Figure 75.

Dans cette étude, seules les traces nord-sud ont été utilisées. Elles ont été géoréférencées à partir des fichiers fournis par HyVista. Une correction supplémentaire a été effectuée à partir de points de contrôle acquis sur le terrain sur chaque trace. Une mosaïque du Massif a été construite en utilisant 8 images (Figure 74) acquises à des jours différents afin d'essayer, en les combinant, de couvrir l'ensemble du Massif en évitant les zones présentant des nuages et des ombres portées.

4.3.3.3 Prétraitement de l'image

Chaque pixel de l'image contient pour chaque bande spectrale une valeur en compte numérique (CN). Ces valeurs - comprises entre 0 et 255^2 pour un codage en 16 bits - sont tout d'abord étalonnées en luminance. La conversion en réflectance se fait en appliquant une correction atmosphérique au jeu de données préalablement converti en luminance. Ce traitement du signal est généralement effectué par la société chargée de l'acquisition. Néanmoins, il arrive que les spectres de réflectance acquis à distance ne soient pas directement comparables aux mesures prises au sol en raison d'une mauvaise évaluation des effets environnementaux et au facteur d'échelle. Dans ce cas, un étalonnage supplémentaire peut être appliqué de manière empirique.

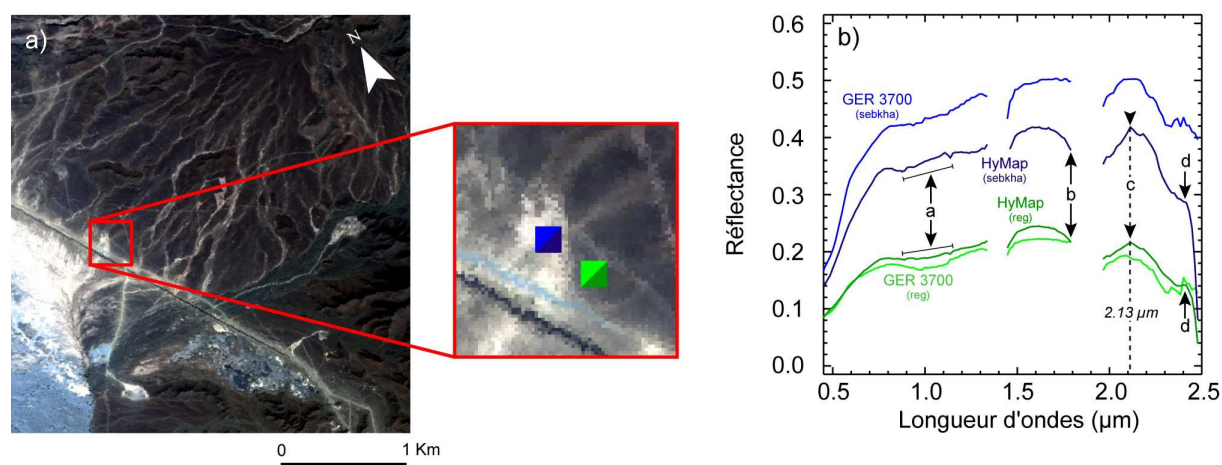


Figure 75 : (a) Localisation sur l'image HyMap des sites où ont été effectuées les mesures des surfaces claires et sombres pour l'ajustement de l'étalonnage. (b) Spectres des surfaces claires et sombres acquises à l'aide du spectromètre de terrain et du spectromètre imageur HyMap. Les flèches indexées sont discutées dans le texte.

Par conséquent, afin de confirmer la compatibilité du signal acquis par le spectromètre HyMap, des mesures ont été effectuées sur le terrain le jour et à l'heure du survol. Pour cela, des cibles sombres et claires ont été choisies (Figure 75a). La surface de contrôle sombre correspond à un reg. Il est composé par des blocs de péridotite recouverts d'une patine sombre. La surface claire correspond quant à elle à une sebkha caractérisée par une poussière fine beige. Malgré les corrections atmosphériques effectuées par l'équipe HyVista, quelques différences demeurent entre les spectres de l'image et ceux mesurés sur le terrain. Ces différences observées déjà par Combe et al. (2006) correspondent à : (a) une surestimation locale de la réflectance, (b) une chute de la réflectance entre

1,70 et 1,80 μm , (c) un maximum inattendu à la place de l'absorption à 2,30 μm associée aux groupements Mg-OH de la serpentine, et (d) une chute de la réflectance au-delà de 2,40 μm . Une ajustement est alors appliqué à l'ensemble de l'image. Cependant, puisque la surface sombre introduit plus de bruit qu'elle n'en retire, seul le spectre de la surface claire est utilisé pour effectuer cet ajustement (Eq. 4.31) :

$$\rho_{calib} = \rho_{img} \cdot \frac{\rho_{st}}{\rho_{si}} \quad (4.31)$$

où ρ_{img} est le spectre pour un pixel donné de l'image, ρ_{st} le spectre de la surface claire mesurée sur le terrain, et ρ_{si} le spectre moyen de la même surface que ρ_{st} acquis par HyMap.

4.4 Validation des données spectrales à l'aide de méthodes complémentaires

La spectrométrie s'avère être un outil très efficace car il s'agit d'une méthode non destructive qui permet d'examiner la composition minéralogique d'une cible de manière rapide à partir des bandes d'absorptions caractéristiques présentes sur les spectres. Néanmoins, cette technique atteint ses limites lorsque les minéraux en question ne présentent pas d'absorptions particulières dans l'intervalle de longueurs d'ondes examiné (e.g., magnétite, quartz et plagioclases). Il se peut parfois que deux minéraux différents présentent des absorptions communes car les processus responsables de ces phénomènes sont similaires mais en fonction des intensités l'un peut masquer l'autre. Que faire lorsque ces minéraux ne présentent pas d'absorptions particulières ? Comment pourvoir les identifier s'ils présentent des signatures proches ?

Les deux techniques qui permettent de répondre à ce problème sont la diffraction de rayons X (DRX) et la microscopie électronique à balayage (MEB). La DRX est la méthode la plus répandue pour examiner et identifier les minéraux qui présentent une bonne structure cristalline. Néanmoins, avec cette technique les phases minérales amorphes sont mal reconnues. Les analyses au MEB permettent d'examiner la composition des minéraux non hydratés.

Les mesures acquises avec ces deux techniques ne peuvent être réalisées qu'en laboratoire à partir d'échantillons le plus souvent broyés ou dûment préparés. Par conséquent, ces méthodes ne peuvent pas être appliquées sur le terrain ou sur une plateforme aéroportée recouvrant une vaste zone.

4.4.1 La diffraction des rayons X (DRX)

4.4.1.1 Principe de la DRX

Le principe de cette méthode repose sur le fait que les substances cristallines possèdent une structure atomique régulière et périodique selon les trois dimensions de l'espace. Un cristal est effectivement constitué d'une série de plans réticulaires séparés par des distances constantes caractéristiques pour chaque espèce cristalline (Figure 76). Du fait de l'analogie de dimension entre

les distances interatomiques et la longueur d'onde du rayonnement X (i.e., de l'ordre de l'Å), les cristaux vont constituer un véritable réseau d'interférence pour les rayons X.

La loi de Bragg définit la relation entre la longueur d'onde du faisceau incident (λ), variable selon la nature de l'anticathode utilisée, la distance interréticulaire repérée par les indices de Miller (d_{hkl}) et l'angle de Bragg (θ_B) correspondant à l'angle d'incidence ou de diffraction du rayonnement X. L'entier naturel n représente l'ordre de diffraction. La formule classiquement utilisée est donnée par l'équation 4.32 :

$$d_{hkl} = \frac{n \cdot \lambda}{2 \cdot \cos \theta_B} \quad (4.32)$$

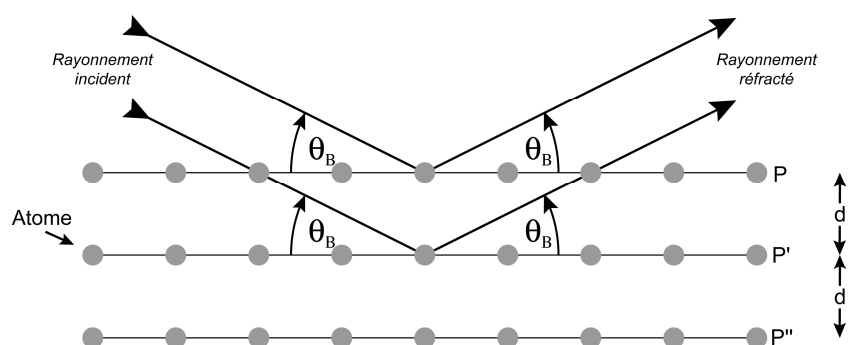


Figure 76 : Schéma illustrant comment le rayonnement X incident est dispersé par un atome dans la structure cristalline d'un minéral donné. d : distance réticulaire entre les plans P-P' et P'-P'', θ_B : angle d'incidence du faisceau monochrome.

Cette méthode présente un intérêt particulier lorsqu'il s'agit d'identifier les argiles. Ces phases minérales sont caractéristiques des altérations des roches. Cette technique sera donc utilisée pour caractériser la minéralogie de la fraction totale des sols ainsi que celle de la fraction argileuse (i.e., $< 2 \mu\text{m}$). La position des réflexions (001) des fractions argileuses à l'état normal et après traitements (e.g., saturation à l'éthylène glycol, chauffé) permet de caractériser chaque type d'argile (voir Tableau 7). Les résultats obtenus avec cette technique permettent de valider la signature spectrale des sols (Lau et al., 2003) et de mettre en évidence des phases minérales masquées par d'autres espèces ou non déduites par spectrométrie.

4.4.1.2 Préparation des échantillons

Afin de caractériser la composition minéralogique d'un sol par DRX, la fraction totale et la fraction argileuse de chaque échantillon de sol sont analysées.

Les échantillons sont broyés dans un mortier en agate jusqu'à l'obtention d'une poudre fine et homogène. Les poudres des fractions totales sont ensuite analysées par DRX. La fraction argileuse (i.e., $< 2 \mu\text{m}$) de chaque échantillon a été extraite par sédimentation puis orientée sur lame de verre selon les étapes suivantes :

- dispersion de la fraction totale dans une solution d'eau distillée par agitation mécanique et ultrason (1h00),
- sédimentation des particules (1h36, 2 cm à 20°C),
- prélèvement par pipetage du surnageant contenant la fraction argileuse,
- dispersion par ultrason des particules argileuses contenues dans le surnageant,
- dépôt du surnageant sur lame de verre,
- séchage de la préparation à température ambiante.

Les préparations orientées ainsi obtenues sont ensuite analysées par DRX à l'état normal, glycolées et chauffées à 550°C pendant deux heures afin d'identifier les minéraux argileux (Tableau 4).

Tableau 7 : Effet du traitement sur la position des réflexions des argiles les plus communément rencontrées dans les sols (synthèse effectuée d'après Deer et al., 1962).

Minéral	Distances d(001) caractéristiques	Traitement à l'éthylène glycol	Chauffage (550°C)
Kaolinite	7,15 Å (001) ; 3,75 Å (002) ; 2,33 Å (003).	Pas de changement	Devient amorphe ou disparaît.
Kaolinite mal cristallisée	7,15 Å (001) large ; 3,75 Å (002) large. 10 Å (002) ; 5 Å (004)	Pas de changement	Devient amorphe ou disparaît.
Mica	généralement rapporté à la (001) et à la (002) respectivement.	Pas de changement	La (001) devient plus intense mais la structure est maintenue.
Illite	10 Å (001) ; 5 Å (002) ; 3,3 Å (003) ; 2,5 Å (004).	Pas de changement	La (001) est perceptiblement plus intense en raison de la déshydratation.
Smectites (Montmorillonite)	15 Å (001) ; 5,1 Å (003) ; 3,05 Å (005).	La (001) se dilate à 17 Å.	A 300°C, la (001) passe à 9 Å.
Vermiculite	14 Å (001).	Pas de changement	Se déshydrate par paliers.
Chlorite (Mg)	14 Å (001).	Pas de changement	La (001) augmente en intensité. A T < 800°C, elle présente une perte du poids mais la structure demeure identique.
Chlorite (Fe)	14 Å (001) moins intense que pour la série riche en Mg.	Pas de changement	La (001) augmente en intensité. La structure est détruite à 800°C

4.4.1.3 Conditions d'analyse

L'identification minéralogique des échantillons a été réalisée par diffraction des rayons X sur poudre de roche totale et sur la fraction argileuse inférieure à 2 µm. Les diffractogrammes ont été enregistrés à l'aide d'un diffractomètre Brüker "D8 Advance" équipé d'un goniomètre à géométrie Bragg-Brentano doté d'une source de rayon X constituée d'une anticathode couplée à un

monochromateur primaire en Ge (111) utilisée afin de filtrer le raie $K\alpha_1$ du cuivre et éventuellement la fluorescence de l'échantillon et d'un détecteur en position 1-D (détecteur "Vantec").

L'acquisition des diffractogrammes a été réalisée dans un premier temps sur des préparations de poudres désorientées (roche totale), puis sur des préparations orientées (fraction inférieure à 2 μm). Dans le premier cas, les diffractogrammes sont enregistrés entre $3,5^\circ$ et 60° en 2θ tandis que dans le second cas entre $3,5$ et 30° en 2θ . Pour ces deux analyses, le comptage a été de $0,016^\circ$ en 2θ sur un temps d'acquisition de 1,8 secondes par comptage. Le logiciel EVA DIFFRAC $plus$ permet l'examen des diffractogrammes et l'identification des phases cristallines des échantillons analysés. Les raies de diffraction sont comparées aux raies des différentes phases compilées dans des fiches PDF (Powder Diffraction File) incorporées au logiciel de traitement.

4.4.2 La microscopie électronique à balayage (MEB)

4.4.2.1 Principe du MEB

Le MEB est un instrument conçu pour l'étude des surfaces et de leur composition chimique. Il possède un gain nettement supérieur au microscope optique aussi bien en profondeur de champ qu'en résolution latérale (i.e., pouvoir séparateur). Les échantillons examinés au MEB sont soumis à un bombardement d'électrons. Les informations fournies (i.e., électrons secondaires, électrons rétrodiffusés, électrons Augers, rayons X, etc.) sont ponctuelles. Par conséquent, plusieurs mesures sont nécessaires.

Les électrons sont produits en portant à haute température un filament de tungstène. Cette source procure un faisceau quasi-monochromatique d'électrons concentré par un système de trois lentilles électromagnétiques de focalisation placées en série (Figure 77). Suivant la tension d'accélération appliquée entre le filament "source d'électrons" et le porte échantillon, le diamètre du faisceau varie de 3 à 20 nm. Cette tension régulée varie de 0 à 45 keV. Pour une meilleure résolution, la tension doit être élevée. La surface de l'échantillon est balayée ligne par ligne par le faisceau d'électrons. L'ensemble est maintenu sous un vide de 10^{-5} à 10^{-6} Pa pour éviter d'une part l'oxydation de la source et d'autre part pour échapper au freinage et à la déviation des électrons par collision avec les molécules d'air. Un dispositif de traitement d'image assure la visualisation sur un écran du relief de la surface de l'échantillon balayée (Figure 77).

Deux types de collision ont lieu lorsque les électrons interagissent avec la matière (Tableau 8). Les interactions élastiques se produisent lorsque très peu d'énergie est transférée à la cible. Sa vitesse ne change pas sensiblement de module, mais seulement de direction. Les interactions inélastiques se manifestent lorsque qu'il y a excitation de vibration de molécules, excitation d'oscillations collectives de charges, transition intra- et interbandes et ionisation de l'atome. Les principales interactions ayant lieu entre les électrons et la matière sont résumées dans la Tableau 8 et la Figure 78.

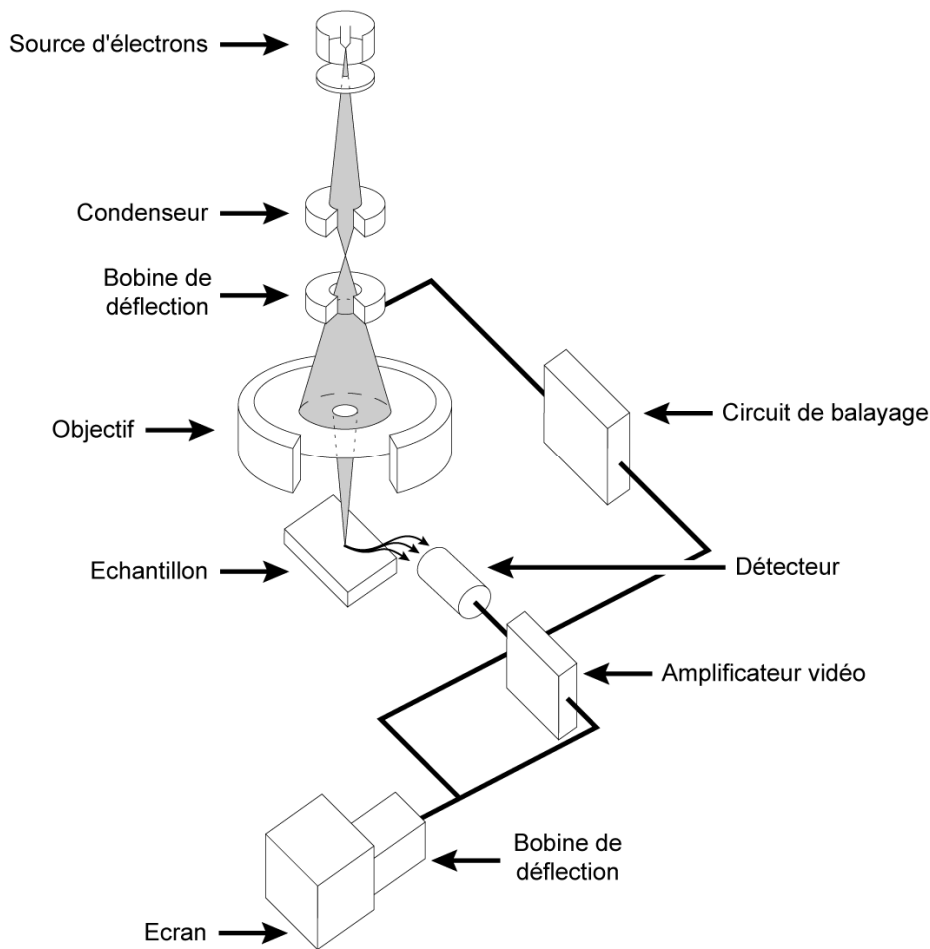


Figure 77 : Schéma général du microscope électronique à balayage.

Tableau 8 : Classification des différents évènements intervenant lors de l'analyse au MEB.

Type de collision	Effets	Applications
Elastique	Electrons rétrodiffusés	- Contrastes atomiques - Effets de diffraction
	Rayonnement de freinage entraînant l'émission de rayons X caractéristiques	- Microanalyse X
	Electrons Auger	- Analyse de surface
	Effets radiatifs	- Cathodoluminescence
Inélastique	Emission d'électrons secondaires	- Topographie
	Génération de paires électron trou	- Contraste de potentiel Courant induit (EBIC)
	Electrons transmis	- Etat cristallin et composition
	Electrons absorbés	- Topographie et composition

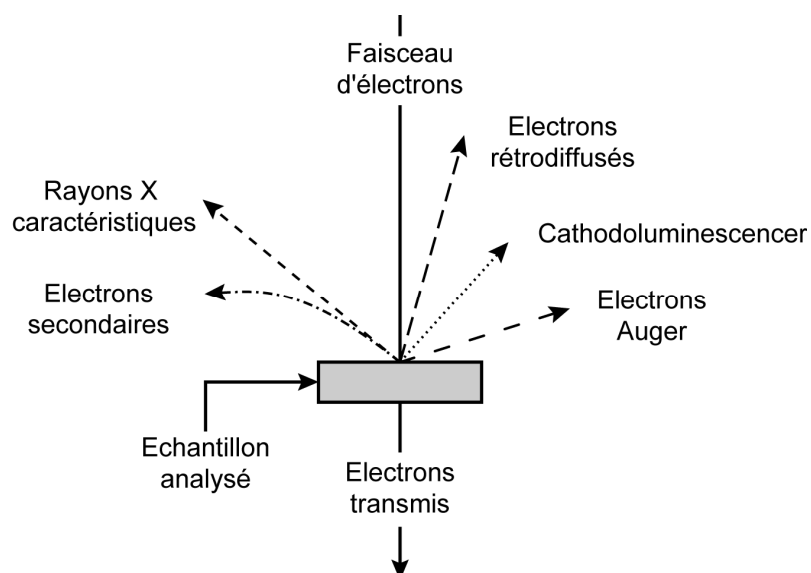


Figure 78 : Signaux produits par interaction d'un électron primaire avec l'échantillon.

4.4.2.2 Préparation des échantillons

L'analyse des échantillons de roche à l'aide du MEB nécessite d'une étude pétrologique préalable afin de repérer les minéraux et/ou les structures qui nécessitent d'une analyse plus approfondie. L'échantillon correspond à une lame mince classique. Celle-ci doit avoir une épaisseur comprise entre 50 et 75 μm . Elle doit être en plus découverte et polie. Lors de l'analyse pétrologique, des zones sont délimitées sur la lame. Celles-ci sont entourées et reliées entre elles à l'aide d'un feutre. Afin de les repérer plus facilement lors de l'analyse au MEB, il est conseillé d'effectuer un schéma de leur localisation au sein de la lame.

Pour rendre l'échantillon conducteur mais aussi pour éviter l'accumulation de charges lors du bombardement des électrons, les lames minces sont métallisées. Elles sont alors placées dans une cloche sous vide où un filament de carbone (i.e., graphite) est chauffé.

4.4.2.3 Conditions d'analyse

Les analyses ont été réalisées au SCMEN²⁴ à l'aide du microscope JEOL JSM-5800 LV. Après métallisation, les lames minces sont placées sur un support qui est ensuite inséré dans la chambre à échantillons de l'appareil où est effectué le vide. La tension d'accélération appliquée aux mesures effectuées dans ce travail est de 15 keV.

Dans cette étude, trois modes de fonctionnement du MEB sont utilisés pour mettre en évidence d'une part l'état surfacique des échantillons (e.g., différence de minéraux, défauts cristallins) et d'autre part leur composition :

²⁴ SCMEN : Service Commun de Microscopie Electronique de l'Université de Nantes.

- Mise en œuvre des électrons secondaires : Les électrons secondaires ont une faible énergie. Leur production dépend du numéro atomique à l'exception des éléments légers. Leur émission n'a lieu que si leur production est proche de la surface. Elle est par conséquent proportionnelle à l'aire frappée par le faisceau. Faible dépendance chimique et forte dépendance angulaire font des électrons secondaires un signal principalement lié à la topographie de l'échantillon.
- Mise en œuvre des électrons rétrodiffusés : L'énergie des électrons rétrodiffusés est relativement élevée. Ils peuvent émerger d'une profondeur de quelques dizaines à plusieurs centaines de nm. La probabilité de rétrodiffusion augmente de façon monotone avec le poids atomique de l'objet. Ils sont moins sensibles à la topographie et plutôt accessibles à la composition chimique des échantillons. En fonction du numéro atomique, il est possible de visualiser la distribution des éléments chimiques dans un matériau polyphasé à l'aide de cartes. Plus le numéro atomique est fort, plus l'affichage à l'écran est clair.
- Mise en œuvre de la microanalyse X : L'émission de photons X caractéristiques de la nature chimique d'un atome provient du retour à l'état fondamental de celui-ci après qu'il ait été ionisé par un rayonnement. Les rayons X produits lors de l'impact d'un électron permettent alors de retrouver, grâce à leur expression à des longueurs d'ondes caractéristiques à chaque élément, les constituants qui composent la surface analysée (i.e., intégration des données présentes sur une petite zone limitée par la taille du faisceau). À partir du spectre résultant défini par une succession de pics (i.e., éléments) de différentes intensités (i.e., proportion de cet élément dans la zone d'analyse) et à l'aide d'un logiciel qui permet de comparer les pics spécifiques des éléments, la nature d'un minéral peut dans un premier temps être retrouvée. Sa formule structurale est ensuite déduite à partir des poids d'oxydes.

5. Méthodes

L'identification de la composition minéralogique d'une cible par spectrométrie repose sur la détection de bandes d'absorptions. Comme présenté dans le chapitre précédent, ces absorptions sont strictement liées à la nature chimique des minéraux qui constituent les roches ou les sols. L'abondance est déduite de la profondeur des absorptions (c.f., loi de Beer-Lambert).

L'identification des minéraux constituant les cibles examinées passe soit :

- par l'étude de quelques absorptions bien individualisées qui ont lieu dans des domaines de longueurs d'ondes bien spécifiques,
- par l'analyse de la forme globale des spectres mêlant bandes d'absorptions et états de surfaces sur tout le domaine spectral.

Lorsque la cible examinée est formée par un mélange d'éléments, la réponse spectrale enregistrée est fortement affectée. Elle est caractérisée par une association particulière de minéraux dans le cas d'une roche ou de différentes lithologies dans le cas d'un affleurement. Comment identifier alors la part de chacun de ces constituants sur un spectre donné ?

Plusieurs méthodes ont été élaborées afin d'extraire l'information liée à la composition des cibles observées à partir des spectres. Nombreuses sont les publications qui synthétisent les moyens d'analyse les plus couramment utilisés (e.g., Mustard et Sunshine, 1998 ; Heiden et al., 2007). Dans ce chapitre, sont présentés les principaux outils permettant l'examen des mesures spectrales effectuées sur les échantillons et les surfaces qui caractérisent les différents sites étudiés. Dans un premier temps sont présentées les analyses qui examinent la forme des spectres. Sont ensuite décrits les divers moyens qui permettent la comparaison des spectres entre eux. La dernière partie de ce chapitre est consacrée à la description des méthodes qui permettent l'identification des mélanges spectraux.

5.1 Analyse de la forme de spectres

L'analyse des formes spectrales nécessite au minimum deux canaux permettant dans un premier temps de définir des rapports ou des indices (Figure 79a). L'introduction d'une troisième bande permet l'examen d'une absorption définie par deux épaulements et un minimum de réflectance (Figure 79b). À partir de trois canaux, la notion d'asymétrie peut alors être introduite. Enfin, l'incorporation de plus de trois canaux à l'analyse d'une absorption permet d'accéder à sa surface (Figure 79c). Ces deux dernières fonctions sont plus facilement traitées une fois que la ligne de base (appelée "continuum") qui enveloppe la forme globale du spectre est identifiée et retirée.

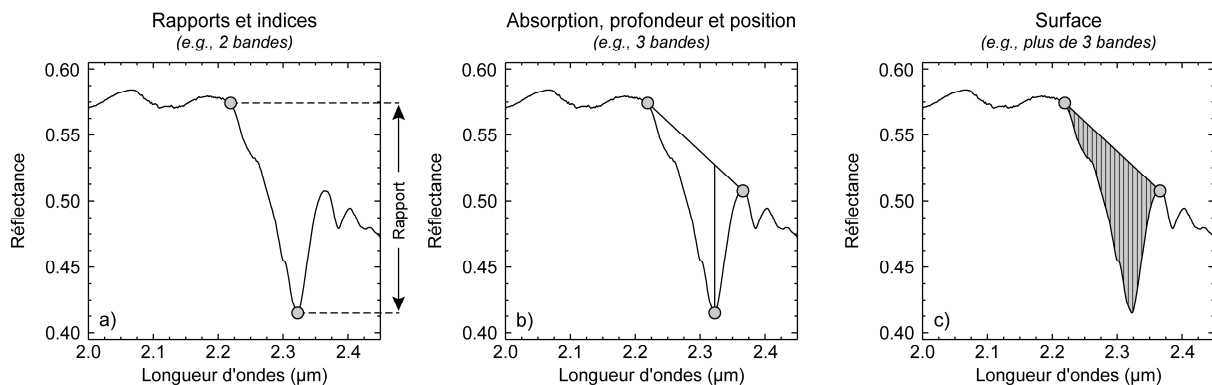


Figure 79 : Fonctions permettant de décrire et d'analyser numériquement les bandes d'absorptions. Les valeurs sont calculées entre deux bandes spectrales symbolisées par un point gris. L'exemple est illustré par l'absorption à 2,31 μm de l'antigorite (bibliothèque USGS, Clark et al., 2007).

5.1.1 Rapports de bandes et indices spectraux

Les rapports de bandes sont obtenus en divisant un canal du spectre par un autre (Figure 79a). Ils sont très utilisés pour des applications de cartographie géologique par télédétection car ils facilitent la discrimination entre des unités présentant des comportements spectraux distincts. Le principal intérêt de cette méthode est qu'elle permet de retirer les effets créés par les ombres dans des milieux à fort relief. Ainsi, les modifications des valeurs d'albédo sont écartées et les propriétés relatives des matériaux sont améliorées. Cependant, ce procédé demeure sensible aux défauts d'étalonnage. Ces rapports sont un outil simple et rapide. Ils fournissent une information approximative du jeu de données. Par contre, ils ne sont pas assez discriminants pour définir et quantifier la composition exacte des surfaces. En effet, les matériaux qui constituent une cible peuvent présenter des rapports similaires tout en ayant des causes spectrales différentes. Les rapports de bande ont été appliqués à de nombreuses reprises dans l'analyse des données fournies par des capteurs multispectraux (e.g., Landsat TM). Les rapports permettent de mettre en évidence les variations de formes des spectres en se focalisant principalement sur les bandes d'absorptions.

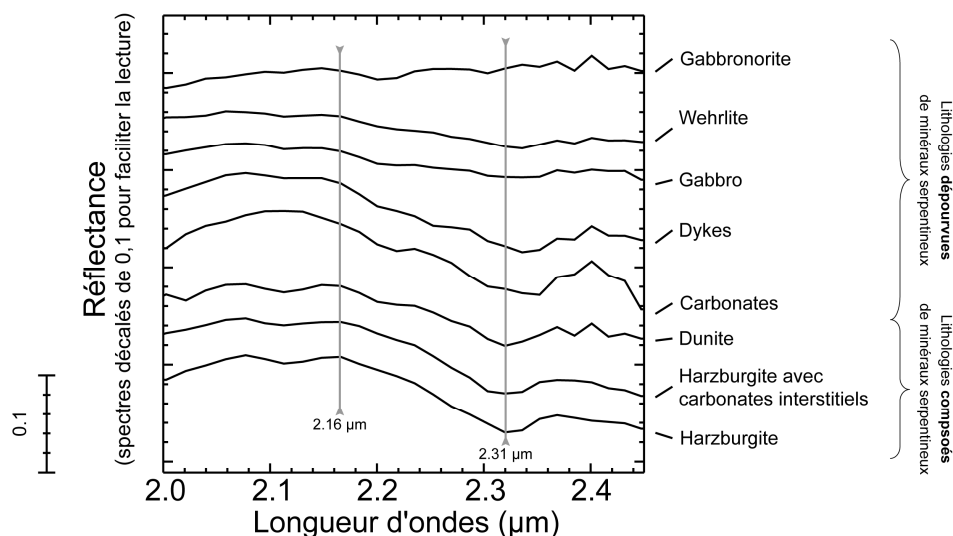


Figure 80 : Spectres HyMap caractéristiques de différentes lithologies affleurant en Oman dans une séquence ophiolitique. Seules les harzburgites, les harzburgites avec carbonates interstitiels et les dunites se caractérisent par la présence de serpentine. Leur spectre est défini par une première absorption à 2,13 µm, un épaulement à 2,16 µm et une deuxième bande à 2,31 µm. Cette dernière absorption est absente sur le spectre des autres lithologies et peut être mise en valeur à l'aide d'un indice. De cette manière, les lithologies qui en sont dépourvues peuvent être discriminées. Les traits en gris placent les canaux utilisés pour définir l'indice.

Cette méthode peut être illustrée par le saut des valeurs de réflectance typiquement rencontré sur les spectres des serpentines entre 2,16 et 2,31 µm (Figure 79a et Figure 80). L'absorption rencontrée à 2,31 µm sur les spectres d'harzburgite et de dunite est produite par la vibration de la molécule Mg-OH. En utilisant son épaulement de gauche ($B_{2,16}$) et le centre de l'absorption ($B_{2,31}$), les écarts des valeurs de réflectance peuvent être estimés à l'aide du rapport défini par l'équation 5.1 :

$$\text{Rapport} = \frac{B_{2,16}}{B_{2,31}} \quad (5.1)$$

Ainsi, les lithologies qui ne présentent pas ce saut caractéristique (e.g., carbonates, gabbros, dykes, wehrlites et gabbronorite dans la Figure 80) pourront être dissociées de celles qui en contiennent vraiment.

Les deux images caractéristiques des longueurs d'ondes à 2,16 et à 2,31 µm sont fortement influencées par la topographie (Figure 81a et b). Identifier des lithologies de nature différente semble difficile. Le calcul de rapport entre ces deux canaux qui caractérise les minéraux serpentineux permet non seulement de s'affranchir des variations photométriques mais aussi de mettre en valeur des secteurs distincts (Figure 82a). L'histogramme présente une distribution bimodale des pixels. Les forts rapports occupent la moitié nord-ouest de l'image et suggèrent la présence d'harzburgite et de dunite tandis que les faibles rapports qui caractérisent les lithologies dépourvues de serpentine se situent au sud-est de la scène.

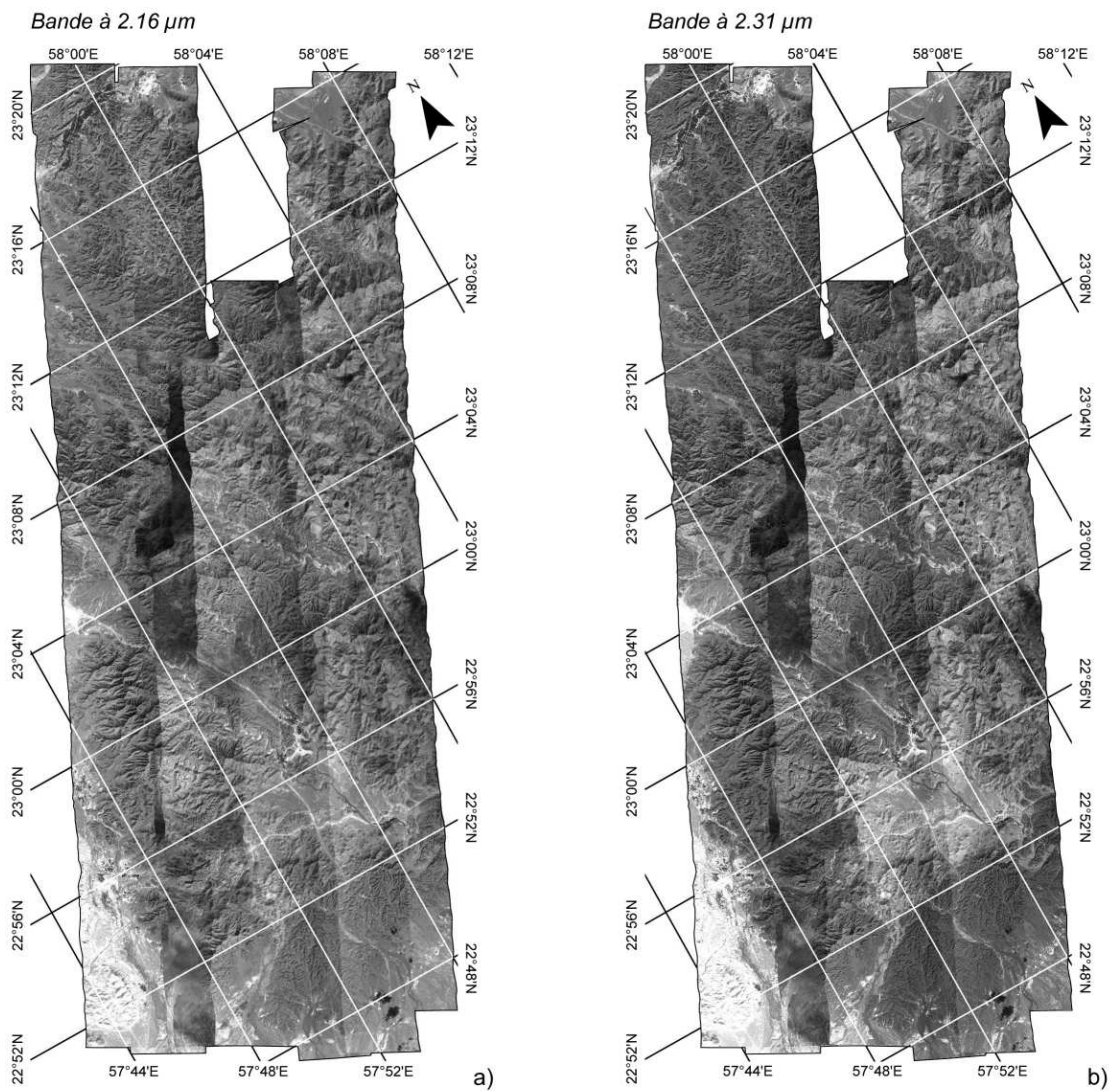


Figure 81 : Images HyMap illustrant deux longueurs d'ondes différentes à 2,16 μm (a) et à 2,31 μm (b). Les effets liés à la topographie, aux différentes dates d'acquisition et aux orientations des lignes de vol sont présents dans les deux cas.

Comme pour la végétation, la différence normalisée s'est révélée être plus discriminante (équation 5.2).

$$\text{Indice} = \frac{B_{2,16} - B_{2,31}}{B_{2,16} + B_{2,31}} \quad (5.2)$$

Comme le montre la Figure 82b, les effets liés à la topographie et aux variations d'éclairement disparaissent aussi mais l'indice permet de mieux distinguer la séquence mantellaire à serpentine de la séquence crustale à serpentine rare ou masquée par la magnétite (c.f., discussion chapitre 9). Ceci est illustré par l'histogramme qui présente deux populations dont l'une est plus abondante que l'autre. Les

carbonates et les dykes qui présentent des formes spectrales et des écarts similaires entre les deux canaux choisis pour cet indice (Figure 80) se confondent avec la séquence crustale.

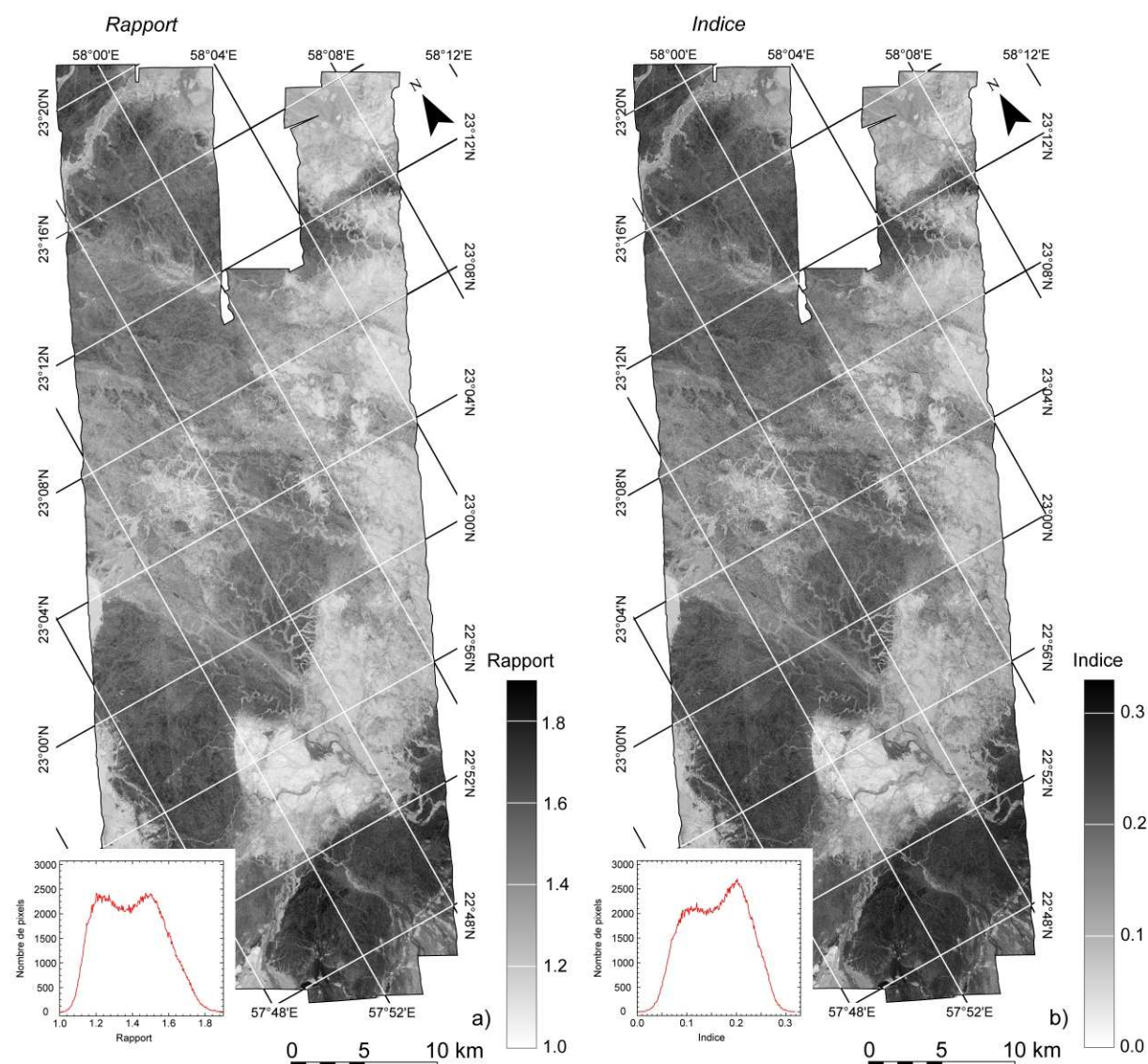


Figure 82 : Cartes illustrant la distribution des valeurs d'un rapport (a) et d'un indice (b) à l'aide des deux images présentées sur la Figure 81. Les effets liés au relief sont disparus et une information liée à la nature minéralogique des lithologies est mise en valeur.

5.1.2 Retrait du continuum

5.1.2.1 Estimation du continuum

D'après Clark et Roush (1984), le spectre de réflectance d'une surface est constitué d'une série de bandes d'absorptions portées par un continuum dont la forme intègre toute une série de paramètres indépendants de la composition chimique. Parmi ceux-ci il y a une information sur la texture des roches, c'est à dire sur l'agencement des minéraux entre eux. Il y a encore la variation de la taille des particules qui fait varier les valeurs de réflectance d'un spectre (Nash et Conel, 1974 ; Pieters, 1983 ;

Clark, 2004) et l'état de surface de ces particules à l'origine de processus de diffusion qui contribuent significativement au continuum (Despan et al., 1998). Par exemple, grains luisants et grains émoussés, ou une surface polie et une surface sciée, ne présentent pas les mêmes albédos, les premiers sont plus sombres que les seconds. La réduction de la taille des grains se traduit quant à elle par une diminution de l'absorption liée à un plus grand nombre de facettes, qui renvoient plus efficacement la lumière et qui présente ainsi une interaction beaucoup plus courte avec le minéral. L'absorption de volume y est donc plus faible que la diffusion induite par les surfaces de grains (Hapke, 1993). De façon générale, ce continuum varie de manière multiplicative et non linéaire (pour plus de détails voir Clark et Roush, 1984) avec les changements de textures et d'illumination.

L'analyse complète et la quantification des absorptions nécessite la modélisation des spectres individuels en utilisant des constantes optiques et des modèles de diffusion (Clark, 2004). En raison du volume important des données hyperspectrales (i.e., plusieurs centaines de Mo) ainsi que de la complexité des mélanges de milieux continus (i.e., imbrication des minéraux dans une roche) cette approche n'était pas envisageable dans le cadre de ce travail. La fraction de l'information du continuum relative à la texture étant cependant nécessaire à la cartographie des faciès pétrologiques, il est apparu nécessaire de subdiviser l'information portée par le continuum en deux. Nous distinguerons donc par la suite les effets d'état de surfaces des effets de distribution de tailles de grains. Nous chercherons ainsi à obtenir des formes spectrales identiques pour un même faciès pétrologique observé à partir de surfaces d'échantillons ou d'affleurement variables.

5.1.2.2 Retrait du continuum de Clark et Roush (1984)

Le modèle de Clark et Roush (1984) définit le continuum comme étant l'enveloppe convexe du spectre de réflectance (Figure 83a). Son retrait consiste à diviser le spectre de réflectance par le continuum pour chaque longueur d'onde (Figure 83b). Cette méthode très couramment utilisée facilite la comparaison des spectres par leurs seules bandes d'absorptions. Elle est toutefois sensible au bruit. Le continuum peut être alors retiré en utilisant une fonction de lissage (Kruse et al., 1988). Les bandes d'absorptions en limite de spectre peuvent conduire à des distorsions du continuum.

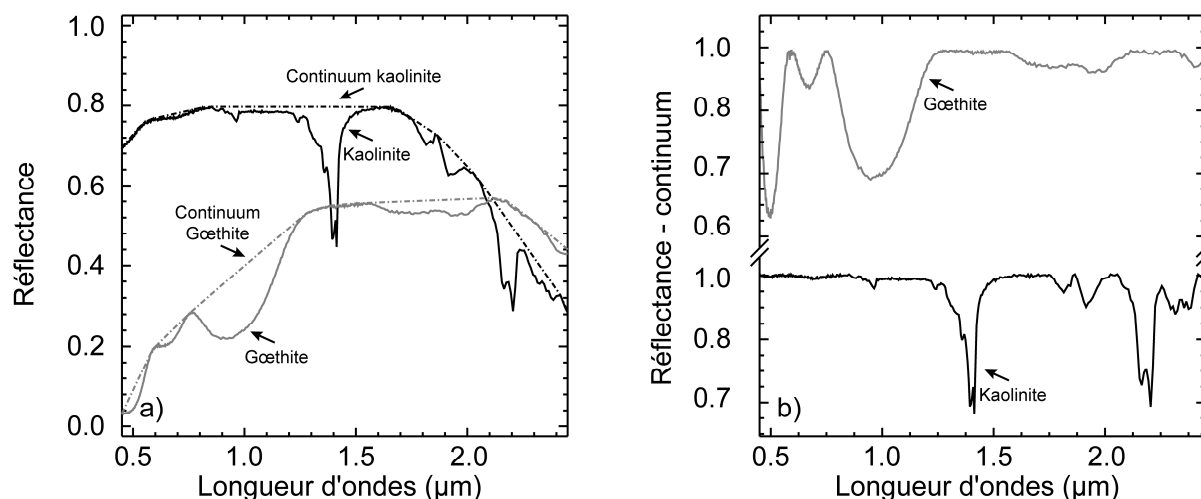


Figure 83 : Spectres USGS d'une kaolinite et d'une g  thite (Clark et al., 1993) illustrant l'estimation de la forme du continuum (a) et son retrait (b).

5.1.3 Analyse de la forme des bandes d'absorptions

Pour évaluer les paramètres tels que la position, l'amplitude et la forme d'une absorption (Figure 79b et c), il est vivement conseillé de normaliser la réflectance au continuum (Figure 84). Le minimum des bandes est identifié de manière analogue aux méthodes utilisées pour déterminer les maxima du continuum. Ces minima sont classés. Si plus de deux minima caractérisent un intervalle de points alors l'absorption est définie comme une bande multiple et un degré de deux ou plus lui est attribué en fonction du nombre de minima rencontré.

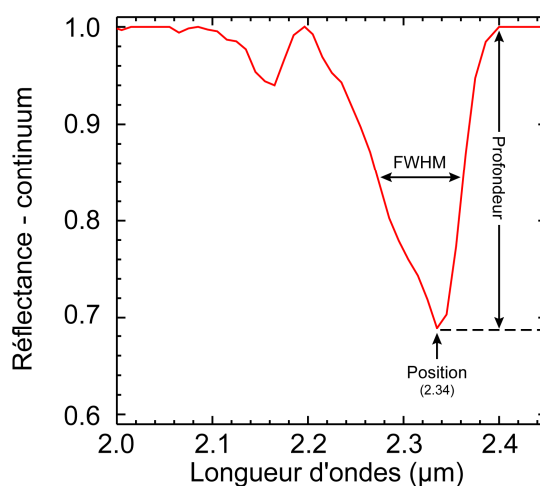


Figure 84 : Définition de la position, de la profondeur et de la largeur à mi hauteur de l'absorption à 2,34 μm caractéristique de la calcite (Clark et al., 1993).

La profondeur relative de chaque bande est calculée en utilisant l'équation 5.3 qui est une différence normalisée formulée par Clark et Roush (1984) :

$$P = \frac{(\rho_c - \rho_b)}{\rho_c} \quad (5.3)$$

où P est la profondeur de la bande, ρ_c la réflectance du continuum à la verticale de l'absorption et ρ_b la réflectance au maximum d'absorption. La profondeur de bande est normalisée après retrait du continuum et le résultat est compris entre 0 et 1. Par conséquent, les absorptions dont la profondeur est faible sont proches de 0. Au contraire, lorsque l'absorption est forte, elle est proche de 1. Comme $\rho_c=1$ après normalisation au continuum, l'équation 5.3 devient :

$$P = 1 - \rho_b \quad (5.4)$$

La forme de la bande d'absorption peut être étudiée en utilisant deux paramètres simples tels que la largeur à mi-hauteur (i.e., le FWHM) et la symétrie (Figure 84). La largeur d'une bande est la distance (en μm ou en nm) entre les deux bords de l'absorption à la demi profondeur (Figure 84). La symétrie est définie par la somme des réflectances sur le nombre de canaux situées à droite du maximum d'absorption (i.e., surface de la bande à droite) divisée par la somme des réflectances à gauche du maximum d'absorption (i.e., surface de la bande à gauche) (Figure 85). L'utilisation d'un logarithme décimal (i.e., Log_{10}) préserve la linéarité sur les asymétries. Une parfaite symétrie aura une valeur de 0 tandis qu'une asymétrie vers la droite ou vers la gauche aura respectivement des valeurs positives et négatives. Cette création de paramètres permet une rapide réduction de la dimension des données hyperspectrales en une série de quelques paramètres descriptifs.

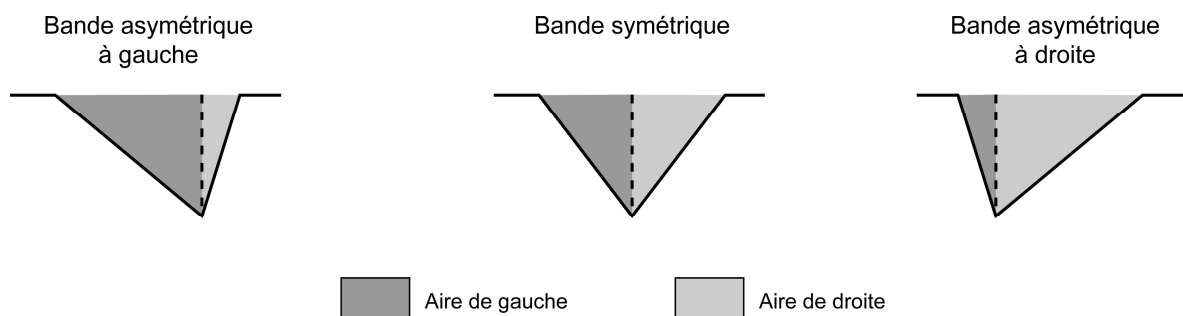


Figure 85 : Définition de l'asymétrie d'une bande d'absorption.

L'aire des bandes d'absorptions est également utilisée comme critère pour quantifier un processus chimique ou physique particulier. Son intérêt est de minimiser les effets liés au bruit. Les propriétés d'une absorption sont ainsi calculées en estimant son air (Figure 79c). La surface d'une absorption (A_{abs}) est une quantité sans dimension et est obtenue en intégrant les profondeurs de bande sur toutes les longueurs d'onde qui caractérisent la bande comme le montre l'équation 5.5 (Nolin et Dozier, 2000) :

$$A_{abs} = \int_{\lambda} \frac{[\rho_c(\lambda) - \rho_b(\lambda)]}{\rho_c(\lambda)} d\lambda \quad (5.5)$$

Après retrait du continuum cette surface (S_{abs}) peut être obtenue par la somme calculée sur l'intervalle de la bande d'absorption comme suit :

$$S_{abs} = \sum_{\lambda=b_{min}}^{b_{max}} (1 - \rho_{\lambda}) \cdot d_{\lambda} \quad (5.6)$$

d_{λ} étant l'intervalle d'échantillonnage du spectre.

Pour quantifier un processus bien spécifique, l'utilisation de la surface d'une bande implique que les causes qui le produisent sont rigoureusement les mêmes. Dans l'étude des données hyperspectrales, ce critère a été introduit par Nolin et Dozier (2000) afin d'estimer la taille des cristaux de neige. Il a ensuite été appliqué avec succès par Painter et al. (2001) et par Carrère et al. (2004) dans des environnements différents pour quantifier des concentrations en chlorophylle.

5.2 Comparaisons spectrales

L'analyse des spectres à partir de leur absorption est une méthode efficace pour identifier une minéralogie lorsqu'elle se traduit par la présence d'une bande d'absorption bien définie. En revanche, lorsque les constituants ne présentent pas de bandes d'absorptions où lorsque des absorptions de minéraux différents tendent à s'annuler mutuellement, il devient nécessaire d'examiner la forme globale du spectre sur tout l'intervalle de longueurs d'ondes disponible. La comparaison est alors faite en estimant le degré de ressemblance d'une série de spectres. Il faut alors établir une librairie de spectres de référence de laboratoire ou de terrain et envisager tous les mélanges possibles à chacune des échelles d'observation. Le nombre de possibilités de combinaisons peut être très élevé. Il convient donc de faire le point sur les pôles purs réellement identifiables dans un spectre pour optimiser leur recherche.

5.2.1 Choix des pôles purs

L'analyse des spectres de mélange passe par leur comparaison à des spectres de référence qui peuvent avoir été acquis sur le terrain, en laboratoire ou prélevés sur l'image et qui correspondent à des types de surfaces différentes.

5.2.1.1 À l'échelle du laboratoire ou du terrain

Les spectres acquis en laboratoire ou sur le terrain présentent un grand intérêt puisque leur composition minéralogique est parfaitement connue et maîtrisée grâce à des analyses minéralogiques complémentaires (e.g., descriptions pétrographiques, analyses DRX, études par microscopie

électronique à balayage, etc.). Les absorptions et la forme globale des spectres observés sont parfaitement décrites.

Il est nécessaire d'étalonner des données aéroportées pour les comparer à une série de spectres de laboratoire ou de terrain. Mais cela n'est pas suffisant en raison d'effets environnementaux, instrumentaux et de géométrie d'observation, qui ne sont pas pris en compte par les corrections atmosphériques standard.

5.2.1.2 À l'échelle de l'image

L'avantage de choisir les spectres à partir d'une image, c'est qu'ils portent le même degré de bruit que le jeu de données qui est étudié. En effet, comme ces spectres sont extraits de l'image elle-même, les effets liés aux défauts instrumentaux et à l'environnement sont similaires, en théorie.

La sélection de ces pôles peut être manuelle, en repérant sur l'image les sites d'intérêt correspondant à un affleurement bien précis. Néanmoins une approche automatisée peut être appliquée en allant chercher les pixels les plus "purs" de l'image. L'identification de ces spectres extrêmes passe par le calcul des PPI (Pixel Purity Index) (Boardman et Kruse, 1994 ; Boardman et al., 1995). Cette méthode considère les spectres comme des points dans l'espace à n dimensions de composantes MNF (Minimum Noise Fraction) de l'image (sorte d'analyse en composante principale optimisée pour en réduire les effets du bruit instrumental). À l'extrémité du nuage de points se situent des pôles purs à l'origine de toutes les combinaisons intermédiaires. La technique crée une série de vecteurs tests dont le nombre est défini par l'utilisateur. Ces vecteurs sont orientés de manière aléatoire dans un espace de coordonnées fixes et demeurent encrés en une origine commune. Pour chaque vecteur test, les points spectraux seront projetés. Ceux situés à l'extrémité du vecteur, au-delà d'une valeur seuil, sont considérés comme purs. En revanche, ceux positionnés en dessous de cette valeur correspondent aux spectres "moyens" considérés comme mélanges. En fonction du nombre de tests effectués, une comptabilisation des spectres extrêmes est effectuée. Ainsi, les spectres les plus "purs" de l'image sont ceux dont le comptage est le plus élevé. Ceci se traduit par de fortes valeurs d'indices.

Cette méthode purement statistique s'appuie sur un échantillonnage à la résolution spatiale de l'instrument, ces spectres sont déjà le résultat du mélange constituant un pixel. En effet, la taille des affleurements recherchés peut être moins étendue que la résolution spatiale du capteur et par conséquent la vraie signature de cette lithologie risque d'être masquée. Comme il n'a pas été possible d'identifier de pixel suffisamment homogène sur le terrain, cette méthode n'a pas été employée dans ce travail. En fait, des essais ont montrés que les lithologies recherchées n'étaient pas séparables entre elles avec le jeu de données aéroportées de ce travail.

5.2.2 Utilisation de métriques

Une fois que les spectres de référence sont définis, leur identification dans une scène donnée est effectuée en examinant leur degré de ressemblance avec les spectres de l'image. Leur analyse est

facilitée par une série de métriques qui définissent des cartes de similitudes spectrales pour chaque pôle pur utilisé comme référence. De ce fait, les valeurs de ressemblance les plus faibles renseignent sur les spectres les plus proches de la référence. L'application d'une telle méthode nécessite la définition d'une valeur seuil. Elle constitue un niveau de tolérance fixée par l'utilisateur afin de déterminer les cibles qui sont proches de la référence. L'utilisation de ces métriques implique que les données aéroportées soient dûment calibrées en réflectance. Par ailleurs, les spectres de référence qui présentent des résolutions spectrales supérieures à celle de l'image doivent être ré-échantillonnés aux mêmes longueurs d'ondes que celles de la scène.

Les principales métriques sont revues dans la publication de Bakker et Schmidt (2002). Ces méthodes permettent d'examiner le degré de ressemblance entre une série de spectres.

5.2.2.1 La distance spectrale (DS)

La distance spectrale, qui n'est autre qu'une distance Euclidienne mesurée dans un espace à n dimensions (n étant le nombre de canaux), est l'une des méthodes les plus simples pour étudier les similitudes spectrales. Elle considère un spectre de référence (\vec{v}) et le spectre d'une cible inconnue (\vec{w}) comme des vecteurs de cet espace (Figure 86a). Leur degré de ressemblance n'est ainsi que la distance qui sépare (DS) ces deux vecteurs comme le montre l'équation 5.7 (Bakker et Schmidt, 2002) :

$$DS(\vec{v}, \vec{w}) = \|\vec{v} - \vec{w}\| \quad (5.7)$$

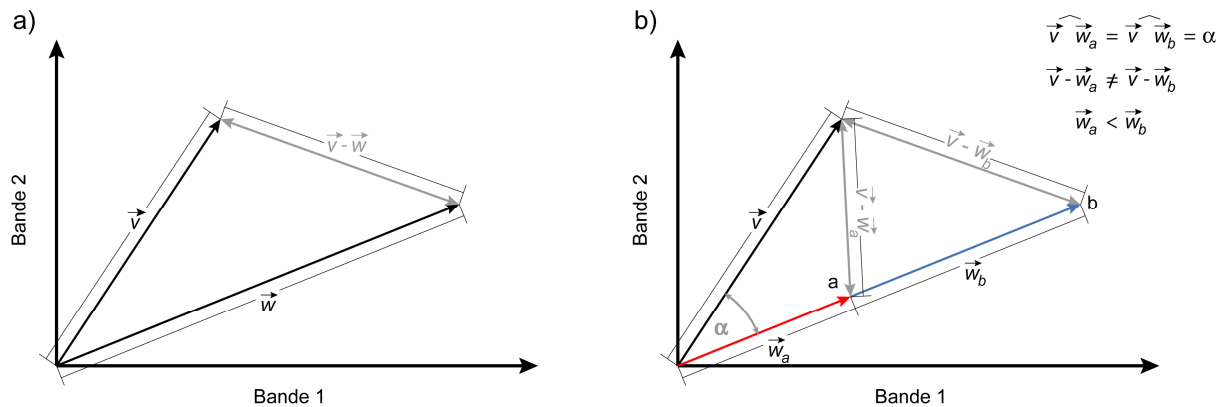


Figure 86 : (a) Définition des métriques distance spectrale et angle spectral à l'aide de deux bandes des spectres (v et w) considérés comme deux vecteurs dans un espace à deux dimensions (d'après Bakker et Schmidt, 2002). (b) Précautions à prendre lorsque deux spectres présentent des intensités différentes mais des angles identiques par rapport au spectre de référence. Dans ce cas, seule la distance sera discriminante entre ces deux spectres.

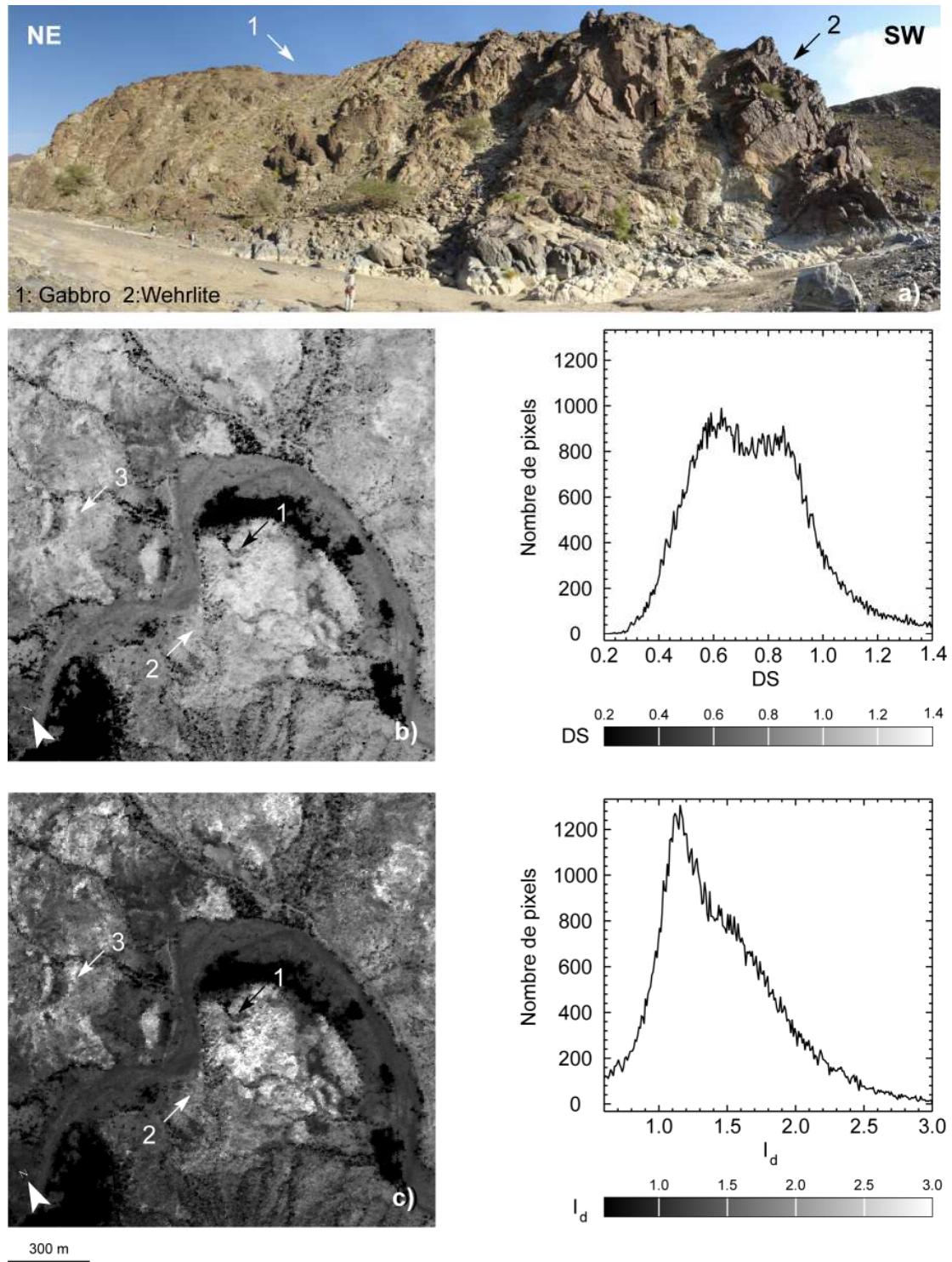


Figure 87 : Illustration de la distance spectrale en identifiant les sites où affleure un gabbro à olivine : (a) distance spectrale (DS), (b) inverse de DS (I_d). Dans le premier cas, plus DS est petit, plus le spectre de l'image ressemble au spectre de référence. Dans le second cas, plus I_d est élevé, plus le spectre de l'image est proche du pôle pur. Faire la différence entre deux sites qui présentent des valeurs de DS proches est laborieux (a). L'inverse de cette fonction permet de les dissocier efficacement (b).

C'est aussi la racine carrée de la somme du carré des écarts entre spectre de référence et spectre de la cible, mesurée sur toutes les longueurs d'ondes (voir Eq. 5.8).

$$DS(\vec{v}, \vec{w}) = \sqrt{\sum_{\lambda} [\rho_v(\lambda) - \rho_w(\lambda)]^2} \quad (5.8)$$

où ρ_v est la réflectance du spectre de référence et ρ_w la réflectance du spectre inconnu (e.g., spectre représentatif du pixel d'une image). Ainsi, DS tend à se rapprocher de zéro lorsque les spectres sont très similaires. L'inconvénient de cette distance est qu'elle est peu sensible aux variations de formes entre spectres proches les uns des autres, comme c'est le cas pour des roches de compositions minéralogiques voisines. Les études menées par Launeau et al. (2002) ont montré que des résultats plus significatifs sont obtenus en inversant l'équation 5.8 (Eq. 5.9).

$$I_d = \frac{1}{DS} \quad (5.9)$$

Dans ce cas les spectres les plus proches présentent de fortes variations jusqu'à un maximum pour lequel on considère que les spectres sont identiques. Ainsi un écart dû à la présence de quelques bandes étroites donnant un DS de 0,01 à 0,001 (commun sur une image à 150 canaux) qui seraient inséparables sur une image donne des valeurs de I_d de 100 à 1000, alors que pour des spectres qui n'ont rien à voir entre eux, typiquement avec des DS de 1 à 0,1, I_d reste compris entre 1 et 10.

L'application de cette méthode est illustrée par la Figure 87. Le site test comprend un affleurement qui est constitué au nord-est par une série de gabbros tandis qu'au sud-ouest par des wehrlites (Figure 87a). L'identification du pôle pur gabbro à partir de l'image de ce site montre qu'en utilisant la distance spectrale (DS), il est difficile de tracer une limite entre ces deux lithologies (Figure 87b). En prenant l'inverse de cette distance la limite entre ces deux faciès est facilement mise en évidence (Figure 87c). De plus, des secteurs qui étaient mal définis sur la carte des ressemblances obtenue par la DS, sont cette fois-ci correctement mis en valeur comme c'est le cas de deux bandes parallèles au nord-ouest du site test (voir flèche 3 sur les Figure 87b et c).

Les limites de cette approche sont atteintes par la sensibilité de la mesure aux variations d'albedo. Par conséquent, il est fortement conseillé d'appliquer cette méthode sur des spectres après avoir retiré les contributions d'origine externe.

5.2.2.2 L'angle spectral (SAM)

La distance qui sépare les deux spectres décrits précédemment peut être définie également par l'angle α formé par ces deux vecteurs (Figure 86b). Cette méthode appelée angle spectral a été introduite par les travaux de Kruse et al. (1993) qui l'ont baptisé Spectral Angle Mapper (SAM). L'angle spectral est obtenu en faisant le produit vectoriel entre ces deux spectres comme le montre l'équation 5.10.

$$\text{SAM}(\vec{v}, \vec{w}) = \cos^{-1} \left(\frac{\vec{v} \cdot \vec{w}}{\|\vec{v}\| \cdot \|\vec{w}\|} \right) \quad (5.10)$$

Ceci revient à calculer l'écart cumulé entre les deux spectres en question sur toutes les longueurs d'ondes (λ) comme le montre l'équation 5.11:

$$\text{SAM}(\vec{v}, \vec{w}) = \cos^{-1} \left(\frac{\sum_{\lambda=1}^n \rho_v(\lambda) \cdot \rho_w(\lambda)}{\sqrt{\sum_{\lambda=1}^N \rho_v(\lambda)^2} \cdot \sqrt{\sum_{\lambda=1}^N \rho_w(\lambda)^2}} \right) \quad (5.11)$$

avec ρ_v la réflectance du spectre de référence et ρ_w la réflectance du spectre inconnu. Le SAM tend à se rapprocher d'un angle de 0 radian lorsque les spectres sont similaires entre eux. Comme pour la distance spectrale, l'application de l'inverse de cet angle est utilisée pour rendre compte des valeurs plus discriminantes entre des angles voisins.

Le principal avantage de cette méthode est qu'elle est insensible aux influences d'éclairement introduites par les effets liés à la topographie. En effet, cette approche est indépendante de la longueur des deux vecteurs. En revanche, l'angle spectral atteint ses limites lorsque la discrimination entre spectres passe par l'analyse des variations d'intensités. En effet, comme le montre la Figure 86b, deux spectres inconnus (\vec{w}_a et \vec{w}_b) de composition différente, mais qui présentent le même angle par rapport à la référence seront confondus l'un avec l'autre. Dans ce cas de figure, seule la distance spectrale peut les discriminer.

5.3 Identification des mélanges à partir d'un spectre

Les approches décrites précédemment font l'hypothèse qu'une correspondance directe existe entre les données de la scène et celles acquises sur le terrain ou en laboratoire. Cela implique que les mesures des propriétés spectrales effectuées sur des échantillons de taille réduite sont directement transposables à la surface mesurée par l'instrument aéroporté. À l'échelle d'un pixel, le spectre intègre l'information liée à des mélanges. Le principal objectif lors de la cartographie géologique est de simplifier la complexité du terrain en une série d'unités bien définies qui peuvent être organisées afin de comprendre et analyser les associations à grande échelle. La variation des proportions de ces constituants est la règle de base pour les cartographier. Le concept de mélange à l'échelle sub-pixellaire dans l'étude des surfaces par télédétection a dû être par conséquent introduit. De nombreuses recherches se sont attardées à résoudre ce problème. Les plus rappelées sont celles de Adams et al. (1986) et Gillespie et al. (1990).

5.3.1 Déconvolution des absorptions

Les approches utilisées pour cartographier les bandes d'absorptions décrites précédemment sont principalement basées sur la correspondance des spectres de référence aux spectres d'une scène. Ces méthodes s'avèrent très efficaces lorsque les bibliothèques spectrales sont suffisamment représentatives des lithologies affleurant dans une région. Elles incluent également un degré de flexibilité sur la fraction de bruit ainsi que sur la complexité introduite par un mélange de matériaux de tailles différentes. Cependant lorsque les méthodes sont appliquées sur des spectres dont la composition minéralogique n'est pas exactement celle qui est présente dans les bibliothèques spectrales, la simple correspondance est parfois inadaptée. Par ailleurs, l'identification des minéraux devient compliquée lorsque les absorptions se superposent masquant les minima d'autres bandes d'absorptions.

Ainsi le Modèle Gaussien Modifié (MGM) mis au point par Sunshine et al. (1990) pour des bibliothèques spectrales et étendu pour l'application à des images hyperspectrales par Combe et al. (2005, 2006) permet de retrouver la forme des bandes d'absorptions qui caractérisent un spectre à l'aide de gaussiennes et d'un continuum donné par une droite en nombre d'ondes grâce à l'équation 5.12 :

$$\ln(\rho_k) = (a \cdot \lambda_k^{-1} + b) + \sum_{i=1}^n s_i \cdot \exp \left[-\frac{(\lambda_k - \mu_i)^2}{2\sigma_i^2} \right] \quad (5.12)$$

avec ρ_k la réflectance du canal k , λ_k la longueur d'onde correspondante, s_i l'amplitude de la gaussienne utilisée pour modéliser l'absorption i , μ_i le centre de cette gaussienne, σ_i sa largeur à mi-hauteur et n le nombre total d'absorption. a et b sont les paramètres de la droite en nombre d'ondes (λ_k^{-1}) faisant office de continuum. Sunshine et al. (1990) ont ainsi réussi à modéliser avec succès le spectre d'un orthopyroxène. Pour rappel, le continuum défini par d'autres travaux (Clark et Roush, 1984) utilise les maxima locaux d'un spectre pour s'y appuyer. Cette différence est nécessaire pour expliquer les absorptions qui se surimposent et qui masquent les vrais maximums (Sunshine et al., 1990). Comme le montre l'équation 5.12, l'application d'un tel modèle nécessite une série de données de départ. Ces dernières sont rentrées par l'utilisateur sous la forme d'un fichier et correspondent au nombre d'absorptions qui permettent de modéliser le spectre défini par leur position en longueur d'onde, à leur profondeur et à leur largeur. Cette approche requiert également un intervalle pour éventuellement encrer le continuum qui est une droite en nombre d'ondes. La modélisation la plus correcte du spectre est ensuite validée par de faibles valeurs de RMS.

L'une des propriétés du MGM qui contraste avec les autres méthodes est de retrouver les proportions des minéraux dans un mélange intime (Sunshine et Pieters, 1993) sans avoir à identifier les constituants au préalable et sans le besoin de faire appel à une bibliothèque spectrale de référence. Malgré tout ceci présuppose aussi que le mélange intime puisse être une combinaison linéaire de pôles purs, ce qui n'est pas toujours le cas (c.f., § 6.2). L'intérêt de cette méthode est également de permettre la déconvolution du spectre en faisant ressortir les absorptions qui se chevauchent. La seule contrainte

que cette méthode rencontre est la dépendance de tous les paramètres qui permettent de définir les bandes d'absorptions. En effet, l'utilisateur les rentre tout en guidant l'information pouvant biaiser le résultat final. De plus, le point d'ancrage du continuum est fixé à un intervalle de longueur d'ondes donné. Ceci implique que dans le cas où les spectres examinés de la scène présentent des maxima à des longueurs d'ondes différentes, l'information risque d'être déformée. Par ailleurs, puisque cette méthode modélise l'ensemble du spectre, son application sur des scènes qui recouvrent de grandes surfaces (i.e., $> 1000 \text{ km}^2$) demande un grand temps de calcul limitant son utilisation seulement à des petites surfaces (i.e., $\sim 20 \text{ km}^2$).

5.3.2 Mélanges linéaires

À partir d'un modèle de mélange surfacique, pour lequel un pixel est constitué de sub-surfaces homogènes juxtaposées les unes aux autres sans interaction, la modélisation des spectres peut également être effectuée en combinant les spectres de référence affectés à chaque sub-surface. Cette méthode d'analyse connue sous le nom de Spectral Mixture Analysis (SMA) présente de nombreuses versions. Leur point commun est la modélisation des spectres réalisée de manière linéaire. Les proportions sont alors obtenues en inversant une bibliothèque spectrale définie par une série de pôles purs. En revanche, lorsqu'il s'agit de mélanges intimes, ces modèles n'arrivent pas à donner des proportions absolues (Adams et al., 1993 ; Chabrilat et al., 2000). Pour rendre compte des mélanges intimes, une méthode possible consiste à les identifier un à un et à les introduire comme référence dans la librairie spectrale. Ce type d'approche n'est envisageable que si le nombre de surfaces à analyser dans la scène est limité. Malgré un certain nombre de contraintes, cette méthode reste une des plus utilisées en télédétection. Les mélanges linéaires seront largement développés dans le chapitre 6.2. De plus, différentes manières d'appréhender le problème pour la cartographie géologique seront testées tout en se rapprochant de la vérité terrain.

5.3.3 Modèles de transfert radiatif

L'inversion de tous les mélanges possibles qu'ils soient surfaciques ou intimes passe par leur modélisation en se basant sur des modèles de transfert radiatif. Leur précision permet d'aboutir au spectre d'un constituant à condition qu'une série de paramètres soit connue avec certitude tels que : i) la taille des grains, ii) les constantes optiques, iii) l'agencement des grains entre eux et iv) la géométrie de surface (Hapke, 1981 ; Lucey, 1998). Le temps imparti à cette thèse n'étant pas suffisant pour résoudre ce problème, il a été contourné par l'identification d'une série de mélanges intimes représentatifs de tous les faciès de roches. Le mélange de gravier et de bloc à l'échelle du pixel est ensuite considéré comme étant essentiellement surfacique. Dans cette approche, la recherche de minéraux est substituée par la recherche de plusieurs associations minérales qui incluent en elles-mêmes les mélanges intimes de l'échelle des cristaux et des patines translucides de surface.

5.4 Conclusion

La définition de rapports et d'indices à partir de bandes bien spécifiques donne un premier aperçu des propriétés spectrales des minéraux et des roches ainsi que de leur répartition dans une scène. Ces deux méthodes ont l'avantage d'être insensibles aux variations d'albedo. En revanche, elles sont limitées par l'utilisation d'un nombre réduit de canaux qui les rend plus sensible au bruit. Dans un certain nombre de cas, notamment lorsque des bandes d'absorption se chevauchent mutuellement, d'éventuelles similitudes spectrales entre deux canaux peuvent apparaître, rendant impossible la discrimination entre deux cibles de nature différente.

Pour mieux quantifier et discriminer les absorptions, un troisième canal est nécessaire. Leur description passe ainsi par la définition d'une série de critères spectraux (e.g., position en longueur d'onde, profondeur, largeur de bande, symétrie, aire). En revanche, pour n'examiner que les absorptions et ainsi identifier les constituants présents, il faut avant tout retirer une ligne de base ce qui passe par l'estimation du continuum selon la méthode choisie. Les limites apparaissent à la caractérisation des absorptions localisées aux extrémités des spectres réduisant le domaine de longueurs d'ondes d'analyse et par conséquent l'intérêt d'une telle approche pour examiner l'ensemble du spectre. De plus, ce type de continuum défini par une série de segments de droites reliant les maxima locaux du spectre demeure dépendant du domaine de longueurs d'ondes choisi par l'utilisateur. Par ailleurs, l'application d'une telle méthode retire toute l'information du spectre pour ne laisser que celle liée à certaines propriétés chimiques de la cible. Or dans la plupart des cas, une partie de l'information, dite de chemin optique, demeure présente dans cette forme. C'est par exemple la texture à l'origine de la discrimination entre faciès pétrologiques de compositions minéralogiques et de granulométries voisines.

Pour examiner l'ensemble du spectre et ses modifications, une série de métriques peuvent s'avérer efficaces. Ces approches nécessitent en revanche la définition d'une bibliothèque spectrale de départ contenant les spectres de références qui seront ensuite comparés au jeu de données (i.e., images). L'application de ce procédé avec seulement quelques spectres de références risque par contre d'apporter des imprécisions lorsqu'il s'agit de déterminer la contribution de chaque pôle pur dans le spectre examiné. Certaines métriques demeurent sensibles aux variations d'albedo ou aux changements d'intensités. Par conséquent, le retrait de la contribution qui perturbe le signal (e.g., états de surface) doit être effectué.

D'autres techniques permettent de modéliser la réponse spectrale d'une cible. Pour cela, le signal peut être déconvolué à partir d'une série de gaussiennes et un continuum. En revanche, elles nécessitent la définition d'une série de paramètres fournis par l'utilisateur. L'information portée par le spectre modélisé peut par conséquent être biaisée. Par ailleurs, la modélisation des spectres demande un temps de calcul bien trop long, inapproprié pour le traitement de scènes recouvrant de larges étendues. D'autres méthodes ont été présentées comme pouvant résoudre le problème des mélanges à

l'aide de la théorie du transfert radiatif. Cependant, les paramètres nécessaires à leur application (e.g., taille des grains, indices de réfraction, texture, etc.) restent impossibles à déterminer pour tous les pixels d'une image. Seule la méthode des mélanges linéaires permet de répondre au besoin de l'identification des constituants présents à l'intérieur d'une cellule de résolution en utilisant des spectres de référence. Par rapport au temps de calcul, ce dernier procédé demeure applicable à des images hyperspectrales en utilisant des bibliothèques de références contenant les spectres de tous les mélanges possibles d'une scène.

L'étude de ces méthodes montre qu'il semble nécessaire de développer de nouvelles approches permettant de retirer les effets de surface qui modifient la forme globale des spectres. Ainsi ils pourront être comparés entre eux tout en évitant d'introduire une connaissance *a priori* sur les critères spectraux qui les définissent. Par ailleurs, dans certains domaines d'application où la télédétection connaît un réel essor (e.g., recherche minière), les données doivent être traitées rapidement tout en gardant un résultat cohérent pour fournir des documents précis d'aide à la décision (e.g., identification de futurs sites d'exploitation). Par conséquent, des méthodes théoriques trop longues à mettre en œuvre perdent rapidement de leur intérêt. Le retrait des effets de surface qui modifient les formes spectrales d'une échelle à l'autre, apparaît alors suffisant. Une nouvelle approche permettant de s'affranchir de ces effets sera donc développée dans la première partie du chapitre 6.

La modélisation des spectres reste encore difficile à réaliser car de nombreux paramètres sont souvent mal connus. Comment traiter alors au mieux les mélanges linéaires ? Quel est le pôle pur le plus adapté pour intégrer ce type de mélanges ? S'agit-il de celui de minéraux ou au contraire celui d'un assemblage de minéraux définissant une lithologie ? Les réponses à ce problème seront données dans la deuxième partie du chapitre 6. Deux procédures seront testées afin d'identifier laquelle est la plus adaptée pour la cartographie géologique par télédétection hyperspectrale.

6. Développement méthodologique

Dans le chapitre précédent, il a été démontré que certaines méthodes permettant l'extraction de l'information spectrale atteignent vite des limites et ceci sans considérer l'environnement d'acquisition ou l'échelle d'observation. Elles doivent donc être adaptées afin de mieux répondre aux besoins des utilisateurs.

Comme énoncé dans le paragraphe 4.1.4.3, les mesures spectrales sont généralement influencées par les états de surface. L'extraction de ces effets est effectuée par le retrait d'un continuum. Cette ligne de base est définie de plusieurs manières (c.f., § 5.1.2) mais quel que soient les circonstances, elle nécessite le contrôle d'un expert. Ceci introduit le plus souvent une réduction de l'intervalle d'analyse en longueurs d'ondes. Par ailleurs, d'autres méthodes (e.g., MGM) permettant l'ajustement des spectres entre eux sont trop gourmandes en temps, empêchant alors le traitement d'un jeu de données qui recouvre une vaste zone. Il est donc apparu nécessaire de mettre au point une méthode rapide afin de mettre en correspondance des spectres entre eux, tout en préservant l'ensemble de l'intervalle de longueur d'ondes sans avoir une connaissance *a priori* sur le jeu de données. La première partie de ce chapitre est donc consacrée au développement de cette méthode de retrait.

L'un des principaux intérêts de la spectro-imagerie est sa capacité à permettre d'élucider le problème des mélanges surfaciques. Cette propriété facilite l'identification et la quantification des différentes lithologies qui constituent les affleurements d'une région. La deuxième partie de ce chapitre est donc consacrée à résoudre le problème lié aux mélanges linéaires : quand, pourquoi et comment les utiliser.

6.1 Retrait des effets de surface qui affectent les spectres des roches

La prise en compte de la rugosité qui affecte la surface d'un échantillon ou celle qui atteint la surface d'un affleurement mais également celle d'un massif à une plus grande échelle est une des questions les plus fondamentales qui se posent actuellement dans le domaine de la spectrométrie et de la télédétection. En effet, comme il a été démontré dans les chapitres précédents, la rugosité est l'un des paramètres externes qui est susceptible de modifier la forme globale d'un spectre. Un intérêt particulier est par conséquent porté sur cet élément puisqu'il intervient lors de l'analyse spectrale des échantillons de roche en laboratoire et des affleurements sur le terrain, ou à partir d'une image hyperspectrale. La rugosité d'une surface est généralement interprétée par l'agencement et l'organisation des grains entre eux (Figure 88a). Néanmoins, ces grains présentent eux aussi une texture de surface qui s'exprime sous la forme d'une microrugosité et se manifeste à une plus petite échelle (Figure 88b). De plus, cette dernière est rarement prise en considération lors des études des roches par spectrométrie. Comme il sera démontré par la suite, cette dernière peut avoir un effet important sur la modification de la forme du spectre.

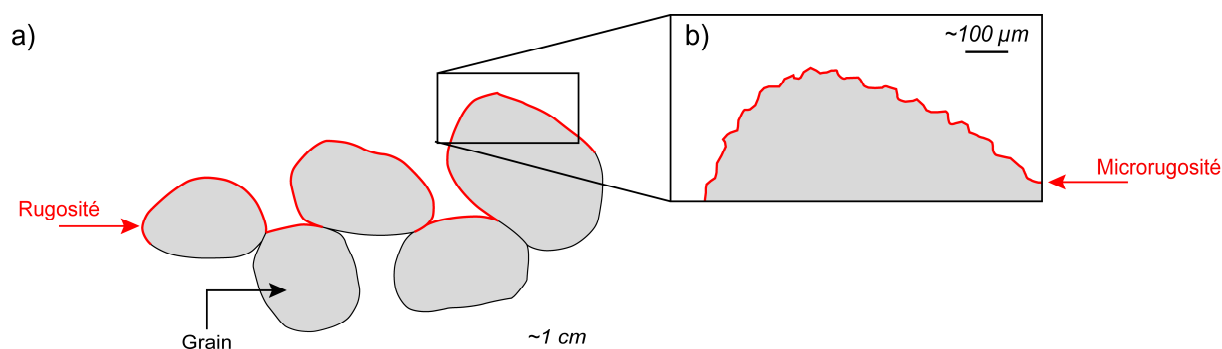


Figure 88 : (a) Rugosité induite par un agrégat de grains distribués de manière aléatoire. (b) Microrugosité présente à la surface d'un grain.

Afin de comprendre et de modéliser la signature spectrale des cibles observées, de nombreuses méthodes empiriques (Adams, 1974 ; Cloutis et al., 1986) et théoriques (Hapke, 1981) ont été développées. La plus connue est celle qui est abordée par l'équation du transfert radiatif proposée par Hapke (1981 ; 1986 ; 1993). Son modèle repose sur l'équation définie par Chandrasekhar (1960) et s'applique aux mélanges de minéraux.

Le modèle de Hapke (1981) définit un volume diffusant élémentaire qui représente l'ensemble des grains qui constituent un mélange (i.e., différentes tailles de grains et compositions minéralogiques). A ce volume diffusant et non cohésif (i.e., à grains libres), est attribué d'une part, un albédo moyen de

Lorsqu'une particule isolée dans l'espace est éclairée par une onde électromagnétique, l'albedo de simple diffusion est donné par le rapport de l'énergie diffusée (\mathcal{E}_{dif}) par la somme de l'énergie absorbée (\mathcal{E}_{abs}) et de l'énergie diffusée (\mathcal{E}_{dif}) comme le montre l'Eq. (6.1)

$$w = \frac{\mathcal{E}_{dif}}{\mathcal{E}_{abs} + \mathcal{E}_{dif}} \quad (6.1)$$

Pour un ensemble de particules (i.e., un volume diffusant), Hapke (1981) définit l'albedo de simple diffusion comme la moyenne des albédos de simple diffusion de toutes les particules constituant l'ensemble. Les différents albédos étant pondérés par les sections géométriques des particules correspondantes.

La fonction de phase $p(\theta)$ est définie quant à elle comme la probabilité pour qu'un photon soit dévié d'un angle ($180^\circ - \theta$) par rapport à sa direction initiale lors de sa rencontre avec une particule isolée.

Le rayonnement incident qui atteint le volume en question est divisé en deux parties :

- *la simple diffusion* : qui arrive directement, sans diffusion produite par les autres parties de l'échantillon,
- *la diffusion multiple* : qui arrive sur le volume diffusant après avoir été dispersé par d'autres parties de l'échantillon.

Pour rendre compte de cette deuxième partie, Hapke (1981) résout l'équation du transfert radiatif par la méthode du double flux en considérant une diffusion isotrope du rayonnement multi diffusé. C'est ainsi que l'équation de la réflectance bidirectionnelle (ρ_{bd}) pour un mélange minéral est obtenue (Eq. 6.2).

$$\rho_{bd}(\mu_0, \mu, \theta) = \frac{w}{4\pi} \cdot \frac{\mu_0}{\mu_0 + \mu} [p(\theta) + H(\mu_0) \cdot H(\mu) - 1] \quad (6.2)$$

où :

$\mu_0 = \cos(\theta_i)$ avec θ_i : l'angle incident ;

$\mu = \cos(\theta_o)$ avec θ_o : l'angle d'observation ;

w : l'albedo de simple diffusion ;

$p(\theta)$: fonction de phase et $\theta = \theta_i + \theta_o$: l'angle entre les directions d'incidence et d'observation ;

H : Fonction de Chandrasekhar (1960) pour une diffusion isotrope.

La formule de la réflectance diffuse (ou réflectance hémisphérique directionnelle) donnée par le modèle de Hapke (1981) est le rapport entre l'énergie lumineuse réfléchie par une particule dans toutes les directions de l'espace et l'énergie lumineuse incidente provenant d'une seule direction. Dans le cas d'une incidence normale, la réflectance diffuse (ρ_d) est obtenue en faisant une intégration entre les angles d'observation comme le montre l'Eq. 6.3.

$$\rho_d = \frac{w}{2} \int_0^1 \frac{\mu}{1+\mu} \cdot [p(\mu) + H(1) \cdot H(\mu) - 1] d\mu \quad (6.3)$$

avec :

w : l'albedo de simple diffusion ;

p : fonction de phase ;

$\mu = \cos(\theta)$ avec θ : l'angle entre les directions d'incidence et d'observation ;

H : Fonction de Chandrasekhar (1960) pour une diffusion isotrope.

Les deux principales grandeurs physiques qui interviennent dans cette équation sont l'albedo de simple diffusion et la fonction de phase. L'albedo de simple diffusion peut être calculé de manière exacte en utilisant les constantes optiques et la taille des grains (Lucey et al., 1998), en faisant l'hypothèse que les particules sont des sphères car la diffusion de la lumière sur ce type de géométries est bien connue (Mie, 1908). La fonction de phase peut être mesurée en laboratoire (e.g., olivine et pyroxènes par Mustard et Pieters, 1989). En revanche, de telles mesures n'ont pas été effectuées pour l'ensemble des minéraux qui constituent les roches.

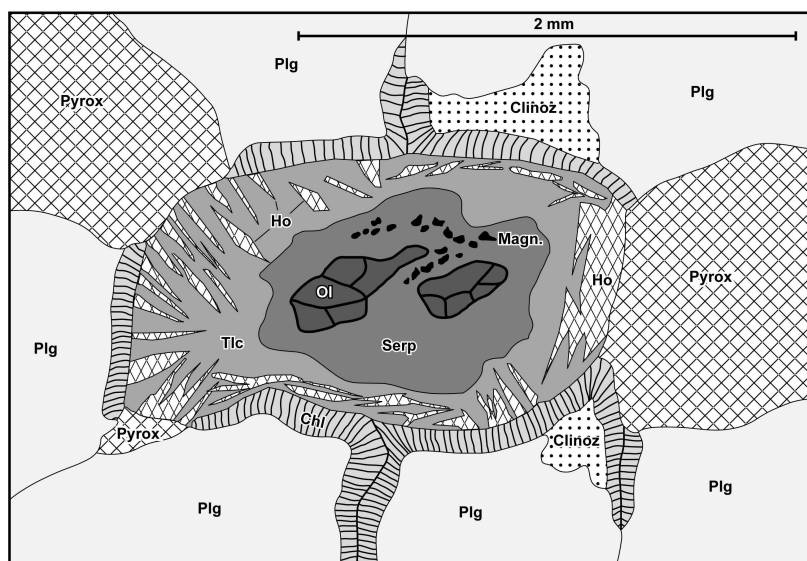


Figure 89 : Illustration de la composition minéralogique ainsi que de la forme et de l'agencement des cristaux (i.e., texture) qui caractérisent un gabbro (d'après Glennie et al., 1974). Ol : olivine, Pyrox : pyroxène, Plg : plagioclase, Serp : serpentine, Magn : magnétite, Ho : hornblende, Chl : chlorite, Clinoz : clinozoïsite.

Le modèle de Hapke (1981) à l'avantage d'être un modèle basé sur des propriétés physique bien définies. En revanche, cette équation demeure bien trop théorique et souvent limité par la non connaissance des constantes nécessaires au calcul de l'albedo de simple diffusion ainsi que de la fonction de phase. Par exemple, un gabbro prélevé dans la nature est rarement constitué par un mélange théorique de plagioclases, de clinopyroxènes et d'olivines (Figure 89). Les roches sont

généralement atteintes par des processus externes qui altèrent les assemblages primaires pour introduire de nouvelles phases minérales absentes dans la paragenèse initiale. Dans l'exemple présenté précédemment, la serpentine, le talc, la chlorite, la clinozoïsité, la hornblende ainsi que la magnétite se développent à partir des minéraux primaires. Par ailleurs, le modèle de Hapke (1981) considère les minéraux comme des particules sphériques, or dans une roche les cristaux présentent rarement cette configuration. Dans l'exemple de la Figure 89 les olivines sont globuleuses, les plagioclases sont tabulaires, les pyroxènes interstitiels, les serpentines, les chlorites et les hornblendes fibreuses. Par conséquent, la reconstitution du spectre à partir de l'équation du transfert radiatif reste une méthode trop dépendante de ces facteurs et difficilement applicable dans des milieux naturels. En outre, la fonction de phase $p(\mu)$ n'est pas connue pour l'ensemble des minéraux bien qu'elle ait été mesurée pour certains d'entre eux (Mustard et Pieters, 1989).

La signature spectrale d'une cible est le résultat de différentes absorptions et de diffusions qui ont lieu à leur surface. Les absorptions sont causées par l'ensemble des minéraux présents dans le mélange et marquées par de grosses variations de taille. La diffusion est créée par les particules présentes dans le mélange mais aussi par la rugosité présente à la surface de chaque grain (Figure 88b). Les variations des conditions d'éclairement peuvent également compliquer l'étude de la signature spectrale en faisant varier les valeurs d'albedo.

Les paramètres qui caractérisent une lithologie sont ceux liés à la composition minéralogique ainsi qu'à la taille des cristaux. Ce dernier définit la texture de la roche. Il est souvent perdu lorsque les roches sont transformées en des poudres non cohérentes. La forme des spectres est modifiée par une série de phénomènes externes le plus souvent associées à la diffusion. Par conséquent, si l'étude des spectres passe par l'ajustement des données entre elles - méthode théoriquement mieux contrainte par rapport aux techniques purement descriptives - le retrait des seules contributions externes se justifie.

Du fait de la complexité des processus mis en œuvre, une approche purement théorique ne peut pas entièrement rendre compte de la véritable forme des spectres des roches et de leur produit d'altération. Par conséquent, une approche empirique est ici adoptée pour essayer d'identifier les effets qui modifient la forme des spectres et ceci pour différentes échelles d'observation. Une démarche similaire a été adoptée auparavant par Bedidi et Cervelle (1993). Ils se sont intéressés à identifier la partie absorbée et la partie diffusée des constituants des sols latéritiques telles que l'hématite et la goëthite.

La séparation de la partie du signal caractéristique de la cible analysée (e.g., échantillons, affleurements) de celle qui contribue à donner une forme différente au spectre est effectuée par une série de mesures spectrales réalisées à différentes échelles d'observation à savoir : i) en laboratoire, ii) sur le terrain, iii) acquises à distance à l'aide d'un spectromètre imageur. Afin d'identifier la contribution de la diffusion sur le spectre, la composition des surfaces à analyser doit être rigoureusement la même et présenter le moins de variations possible. Si ces dernières existent, elles seront prises en compte lors de la discussion afin de voir quel est leur effet.

6.1.1 Réponse spectrale de surfaces de même composition observées à des échelles différentes

6.1.1.1 Comparaisons des surfaces analysées en laboratoire

En laboratoire, la source d'éclairement est artificielle. En général, il s'agit d'une lampe halogène (i.e., à spectre de radiance de type corps noir) qui éclaire l'échantillon de près. Par conséquent, le rayonnement incident n'arrive pas forcément de manière parallèle sur la cible mais selon des directions différentes. La surface analysée est ponctuelle et la préparation des échantillons ainsi que l'orientation des facettes des cristaux peuvent produire des diffusions bien localisées à des longueurs d'ondes particulières modifiant la forme globale du spectre. Deux cas de figures sont abordés dans cette partie. Le premier concerne la comparaison de cassures fraîches et de surfaces sciées d'un échantillon de gabbro, le second concerne la comparaison de la surface sciée et d'une fraction pulvérulente d'une gabbronorite.

6.1.1.1.1 Echantillons présentant une cassure fraîche et une surface sciée

Dans la nature, les surfaces exposées des roches sont souvent altérées. En climat glacial ou tempéré elles présentent de surcroît une fine couche de lichens (cas non traité ici). En fonction des conditions climatiques, l'épaisseur des couches d'altération est plus ou moins forte, empêchant le plus souvent une bonne reconnaissance des minéraux primaires. Pour cela, les échantillons analysés sont cassés afin de faire affleurer une surface fraîche.

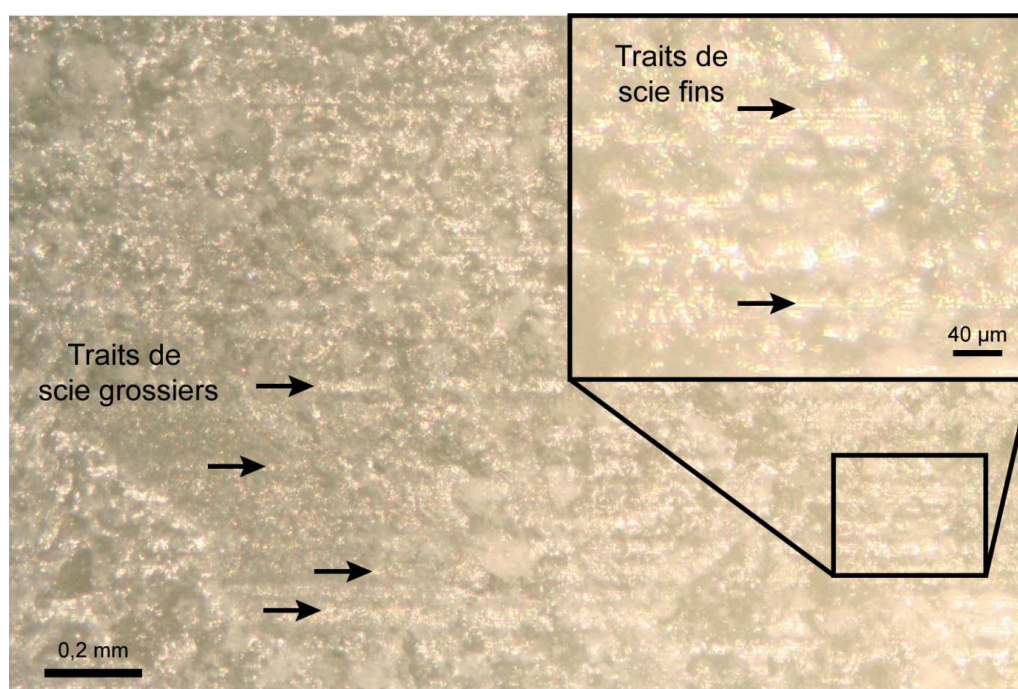


Figure 90 : Illustration des traces laissées par la sciée lors de la préparation d'une surface fraîche en laboratoire. Les traits espacés de manière régulière se font à différentes échelles : fins ou grossiers.

Deux manières permettent d'avoir une surface fraîche. La plus classique est celle utilisée sur le terrain et consiste à utiliser un marteau. Dans ce cas, la surface est rugueuse et formée par les facettes de cassure ou clivage des minéraux qui la constituent (Figure 91a). Une autre manière est d'utiliser une scie. Cette technique donne une surface plus ou moins lisse et sécante sur tous les minéraux. L'observation à une plus petite échelle démontre que celle-ci est en fait caractérisée par une série d'éraflures régulières provoquées par le trait de scie qui donne une microrugosité orientée à la surface (Figure 90). La surface de l'échantillon apparaît alors plus claire par rapport à la surface cassée au marteau en raison d'une diffusion de la lumière par les traits de scie formant un réseau de diffraction (Figure 91a). Cette diffusion est croissante vers le bleu en accord avec la longueur d'onde des traits de scies. Il est à noter ici que tous les minéraux, en fonction de leur degré d'altération, ne conservent pas toujours l'empreinte du trait de scie et ne présenteront pas les mêmes effets de diffusion.

Le gabbro choisi pour cette analyse est constitué par des plagioclases (40-50%), des clinopyroxènes interstitiels (~40%) et par de l'olivine (~10-20%). Quelques rares phases minérales d'altération sont présentes et constituent moins de 10% du mode de cet échantillon (e.g., serpentine, magnétite, chlorite, actinote, etc.).

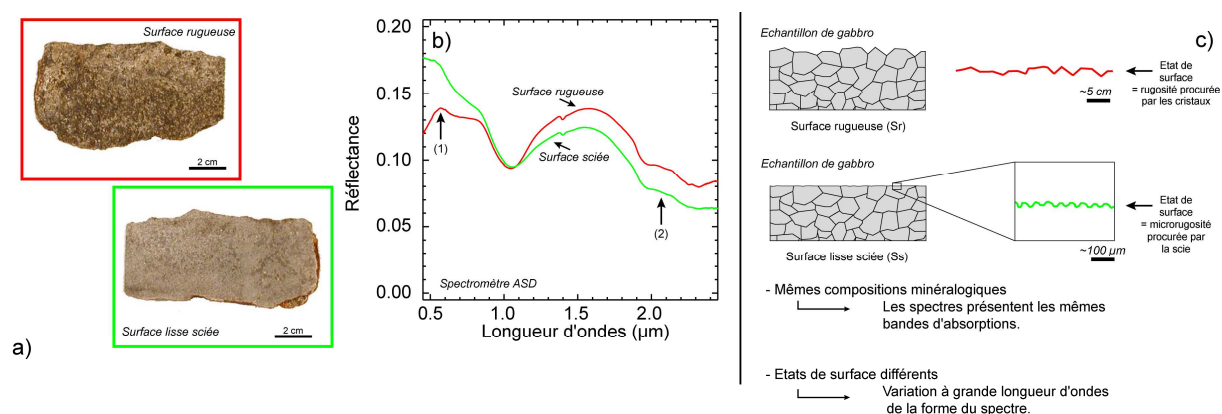


Figure 91 : (a) Photos d'un échantillon de gabbro frais présentant deux états de surface différents : i) un rugueux, obtenu par la cassure de la roche au marteau, ii) l'autre lisse acquis après l'avoir scié. (b) Spectres de réflectance des échantillons de gabbro présentant des états de surface différents mais des compositions identiques acquis à l'aide du spectromètre ASD. Les flèches numérotées sont discutées dans le texte. (c) Schématisation des surfaces analysées et caractéristiques des spectres présentés en (b).

La réponse spectrale des deux états de surface de cet échantillon est définie par des absorptions dans le proche infrarouge (Figure 91b). La première bande est peu accentuée et se situe à 0,78 μm. La seconde absorption est en revanche plus large et centrée aux alentours de 1,01 μm. Le maximum de réflectance dans l'intervalle compris entre 1,40 et 1,80 μm est rencontré à 1,65 μm dans les deux cas de figure. L'infrarouge à courte longueur d'onde est caractérisé par une large bande d'absorption centrée à 2,30 μm. Cette réponse est typique du clinopyroxène (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer,

1981) qui est par ailleurs la seule phase minérale à s'exprimer pour cette lithologie. La composition minéralogique étant la même pour ces deux échantillons, leur signature spectrale devrait correspondre parfaitement, or ce n'est pas le cas (Figure 91b). Le spectre de la surface rugueuse présente une forme "normale". Le pic des valeurs de réflectance à 0,60 μm (flèche 1 dans Figure 91b) est caractéristique des diopsides chromifères (substitution entre Cr et Mg).

Du fait de la diffusion de la lumière par le réseau des traits de scie, les irrégularités du spectre sont amorties avec la remontée de celui-ci vers les courtes longueurs d'ondes. À l'inverse celles de grandes longueurs d'ondes sont conservées en l'état (flèche 2 dans Figure 91b) bien que les intensités y soient plus faibles.

Il semble donc que les différents états de surface présentés (Figure 91c) - les cassures fraîches comme les surfaces sciées - soient à l'origine de variations de formes globales des spectres de réflexion qui devrait pouvoir être identifiées par la recherche de tendances.

6.1.1.1.2 Echantillons présentant une surface sciée et échantillons réduits en poudre

Un autre moyen d'analyser la composition minéralogique d'une roche est de la réduire en poudre. Cette technique est très utilisée car elle permet une comparaison rapide avec des bibliothèques spectrales conçues elles aussi sur des poudres de minéraux frais. Le but de cette réduction des minéraux en poudre, est de multiplier les orientations de facettes minéralogiques pour éviter les effets directionnels constatés sur des monocristaux (particulièrement développé dans le cas de l'olivine, Singer, 1981). Les deux techniques de préparation d'échantillons décrites précédemment sont destructives. En revanche, elles préservent la texture de la roche et fournissent ainsi des spectres plus proches de ceux qui sont observables par télédétection. La réduction des échantillons en poudre est également une technique destructive mais qui par contre implique la perte de toute cohésion entre les minéraux. Une partie de l'information concernant la texture des lithologies est par conséquent supprimée.

Afin d'observer l'effet lié aux modes de préparation sur la surface des échantillons de même composition, le spectre d'une surface pulvérulente est comparé à celui d'une surface sciée microrugueuse. La poudre obtenue est le résultat d'un premier concassage de la roche. Celle-ci est juste fragmentée en des particules inférieures à 500 μm . Le diamètre moyen de ces grains étant supérieur à la taille moyenne des cristaux, certains d'entre eux sont des agrégats de minéraux encore cohérents entre eux.

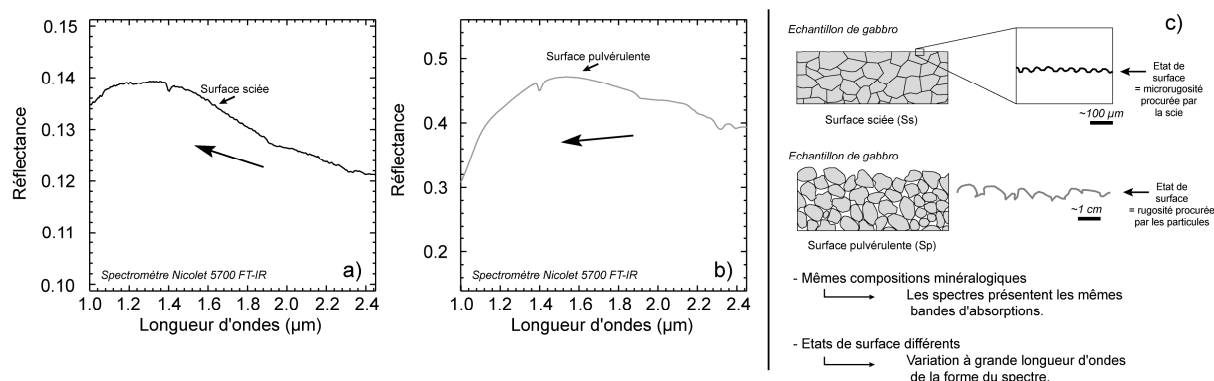


Figure 92 : Spectres d'un échantillon de gabbronorite dont la surface est sciée (a) ou réduite en poudre (b) acquis à l'aide du spectromètre Nicolet 5700 FT-IR. Les flèches sont discutées dans le texte. (c) Schématisation des surfaces analysées et caractéristiques des spectres présentés en (b).

Le spécimen analysé est une gabbronorite composé de plagioclases (~50%), d'orthopyroxènes (~15%), de clinopyroxènes (~25%) et d'actinote (~10%). La réponse spectrale de la surface sciée présente de très faibles valeurs de réflectance (comprises entre 0,12 et 0,14 μm) par rapport au spectre de la surface pulvérulente (Figure 92a et b). Dans l'intervalle de longueur d'onde analysé et pour les deux cas de figure, le maximum de réflectance est observé à 1,56 μm . Au-delà, les spectres présentent une large absorption centrée à 2,30 μm dont l'aile droite n'arrive pas à être identifiée car elle est en dehors de l'intervalle analysé. Cette signature est typique d'un mélange entre des orthopyroxènes et des clinopyroxènes (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). L'effet lié à la réduction de la roche en poudre est mis en évidence par des absorptions plus marquées dans le spectre de la surface pulvérulente. En effet, dans cet échantillon, le trajet optique à l'intérieur des grains est plus important, favorisant une meilleure absorption du rayonnement par rapport aux grains de la surface sciée. Dans ce dernier cas, les cristaux ont été tronqués et par conséquent le trajet parcouru par un photon est plus court. Par ailleurs, l'effet lié à la rugosité des surfaces (Figure 92c) est observé par des variations de la tendance générale des spectres. Dans le cas de la surface sciée, la tendance présente une pente positive vers les petites longueurs d'onde (flèche dans Figure 92a) tandis que dans le cas de la surface pulvérulente, cette tendance montre une pente négative (flèche dans Figure 92b).

Comme pour le cas étudié précédemment, les spectres de ces deux échantillons montrent des critères spectraux communs. En revanche, leur réponse spectrale n'est pas superposable en raison de différents états de surface qui se traduisent par des changements de tendances (Figure 92c).

6.1.1.2 Comparaisons des spectres de surfaces examinées en laboratoire et sur le terrain

Les conditions d'éclairage en laboratoire et sur le terrain ne sont pas les mêmes. Au laboratoire c'est une source artificielle, sur le terrain c'est le soleil. La distance qui sépare l'objet analysé du soleil peut être considérée comme étant à l'infini. Ce n'est pas tout à fait le cas en milieu contrôlé.

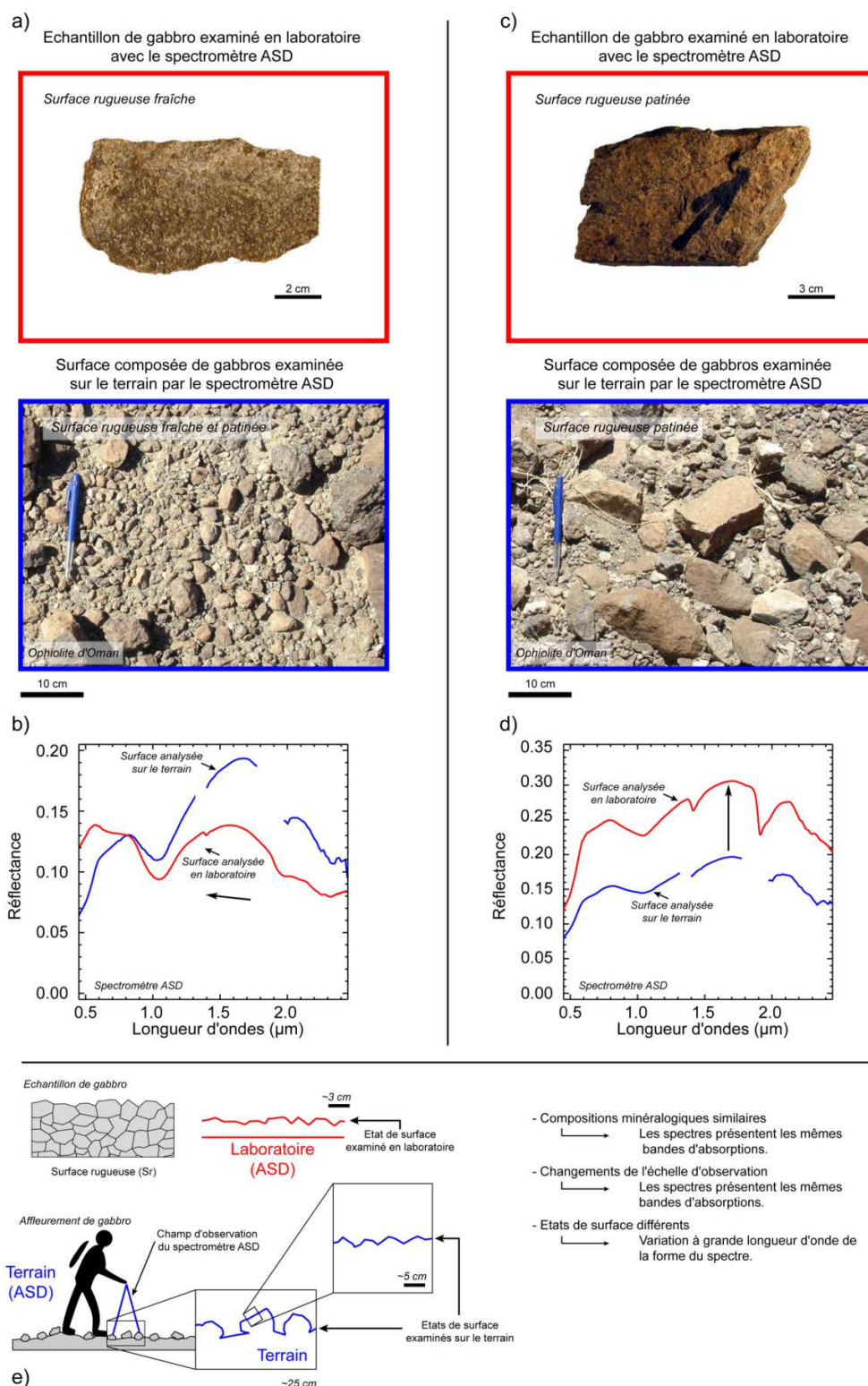


Figure 93 : (a) Cassure fraîche d'un échantillon de gabbro comparée à la surface type de l'affleurement d'où il a été prélevé. Cette surface est caractérisée par des fragments provenant de l'exfoliation des roches. (b) Spectres ASD correspondant aux surfaces examinées en (a). La flèche noire indique le sens de la tendance. (c) Echantillon patiné de gabbro comparée à la surface de son environnement de prélèvement marqué par des blocs entièrement patinés. (d) Spectres ASD correspondant aux surfaces examinées en (d). La flèche noire indique le sens de la tendance. (e) Schématisation des différents états de surface qui caractérisent le saut d'échelle.

L'avantage du laboratoire est que l'épaisseur d'atmosphère est négligeable tandis qu'avec le soleil, celle-ci empêche de travailler dans les gammes de longueurs d'ondes situées autour de 1,40 et 1,90 μm où la vapeur d'eau fait écran.

Les échantillons sont analysés en laboratoire pour identifier toute leur minéralogie, y compris par leurs bandes -OH à 1,40 et 1,90 μm . L'étude du saut d'échelle entre leurs milieux d'observation reste cependant capital pour comparer le plus rigoureusement possible ces données entre elles. Deux cas de figures susceptibles d'être rencontrés sur le terrain sont examinés. Le premier compare l'analyse de laboratoire d'une cassure fraîche d'un échantillon avec sa mesure sur le terrain. Le second compare un échantillon patiné avec une composition type de pixel analysée sur le terrain.

La composition minéralogique de l'échantillon de gabbro utilisée est celle décrite dans le paragraphe 6.1.1.1.1. La surface d'où provient ce spécimen est composée par un gravier de gabbro (Figure 93a). Celui-ci fait environ 5 cm de diamètre et dérive de l'exfoliation des blocs environnants. Leur composition minéralogique est identique à la différence près que certains blocs présentent en surface une patine un peu plus développée. Ce gravier donne à la surface un aspect rugueux à laquelle se surimpose la microrugosité induite par les nombreuses facettes des minéraux comme pour la surface d'échantillon observée en laboratoire.

Les spectres qui caractérisent ces deux surfaces présentent des absorptions similaires (Figure 93b). Le proche infrarouge est caractérisé par une large absorption centrée à 1,01 μm , tandis que l'infrarouge à courte longueur d'onde est défini par un maximum de réflectance situé aux environs de 1,65 μm . Une large bande d'absorption se manifeste au-delà de 2,00 μm avec un centre situé à 2,30 μm dont l'aile droite est en dehors de l'intervalle de longueur d'onde étudié.

Le second échantillon étudié en laboratoire concerne un gabbro à tendance noritique, avec 40-50% de plagioclase, ~35% de clinopyroxène, ~15% d'orthopyroxène et des opaques (Figure 93c). Sa surface est rugueuse mais caractérisée par une patine qui lui confère un aspect extérieur jaune orangé. Son environnement de prélèvement est caractérisé par des blocs de même composition et des propriétés de surface similaires. En revanche, la taille des blocs est plus grande et atteint les 20 cm de diamètre en moyenne. Le champ d'observation est également constitué par un gravier de gabbro plus fin (< 5 cm) mais dont la composition est proche de celle des blocs qui se disposent tout autour. La rugosité de surface à l'échelle de l'affleurement est donnée par les blocs de gabbro mais aussi par les irrégularités de surface de chacun des blocs.

Les signatures spectrales de l'échantillon examiné en laboratoire, ainsi que celle de la surface analysée sur le terrain, présentent des absorptions communes (Figure 93d). Entre 0,45 et 1,35 μm la réponse est marquée par une large bande centrée à 1,03 μm . Celle-ci est typique des clinopyroxènes (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981) et est en accord avec la composition observée en lame mince. Néanmoins, les oxydes et hydroxydes de fer présents dans la patine contribuent à accentuer la largeur de cette absorption dans les deux cas de figure (Figure 93b et d). Les bandes d'absorptions des

pyroxènes ne sont plus observables entre 2,00 et 2,50 μm . Ce phénomène est attribué aux argiles présentes dans la patine (Potter et Rossman, 1977).

La composition minéralogique des différentes surfaces examinées est proche. La forme globale du spectre de l'échantillon à cassure fraîche présente une tendance croissante vers les courtes longueurs d'ondes bien distincte de celle du spectre de l'affleurement (voir flèche noire dans Figure 93b). Il est cependant ici plus difficile d'en tirer une conclusion compte tenu des variations de couverture de patines entre les deux mesures. Dans le cas de la surface patinée, la forme globale est légèrement modifiée et se traduit ici essentiellement par un accroissement de l'albedo du terrain au laboratoire (voir flèche noire dans Figure 93d). En dehors de cet accroissement le changement de forme des tendances semble très ténu.

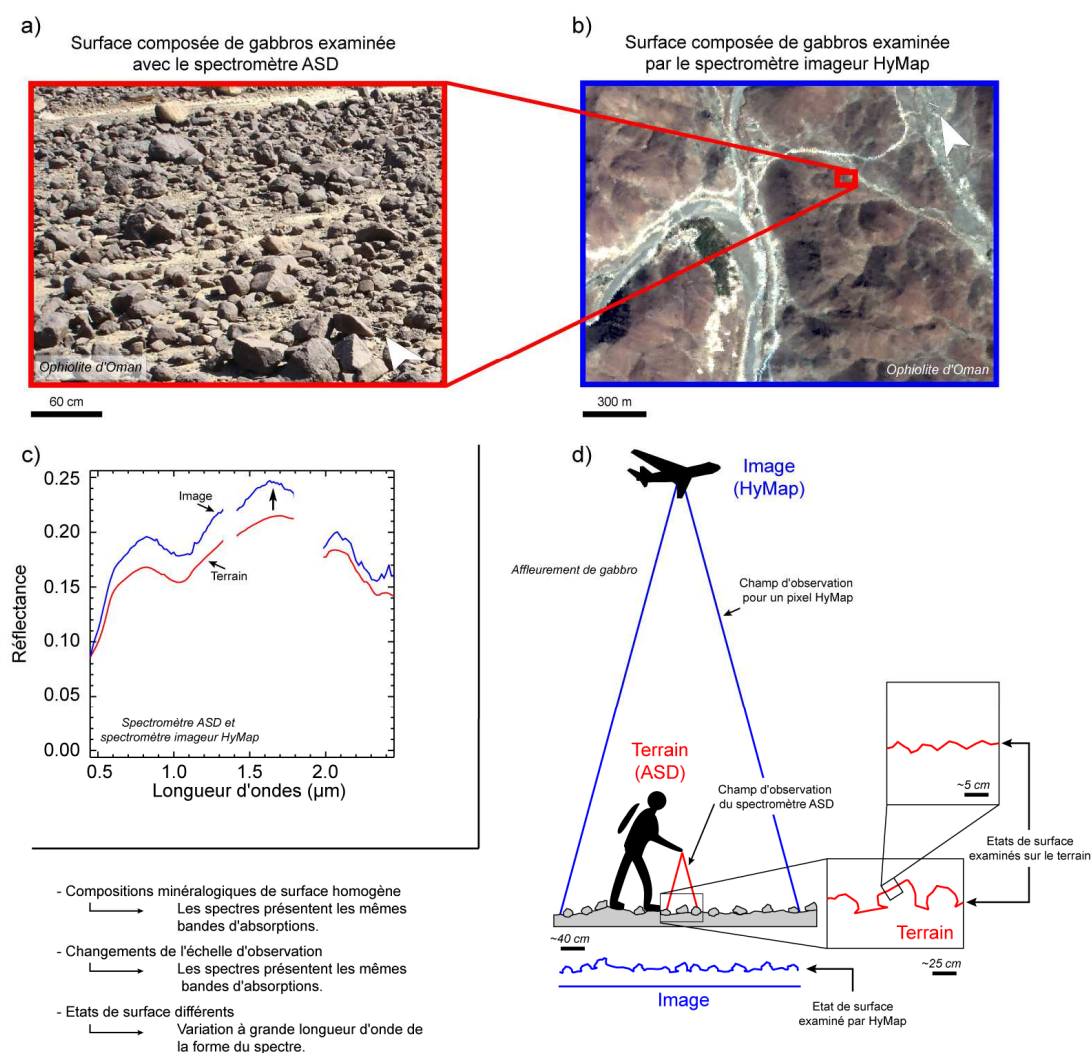


Figure 94 : (a) Surface composée de blocs de gabbros pluricentimétriques examinées sur le terrain à l'aide du spectromètre ASD. (b) Image HyMap situant la station de mesure présentée en (a). (c) Spectres ASD et HyMap représentatifs des surfaces présentées en (a) et en (b). (d) Schématisation des différents états de surface qui caractérisent le changement d'échelle.

6.1.1.3 Comparaisons des spectres de surfaces examinées sur le terrain et par avion

L'intérêt de comparer des données acquises sur le terrain à l'aide d'un spectromètre portable ou à distance en utilisant un spectromètre imageur HyMap est le contrôle de l'influence du changement d'échelle sur la comparaison des spectres de réflexion.

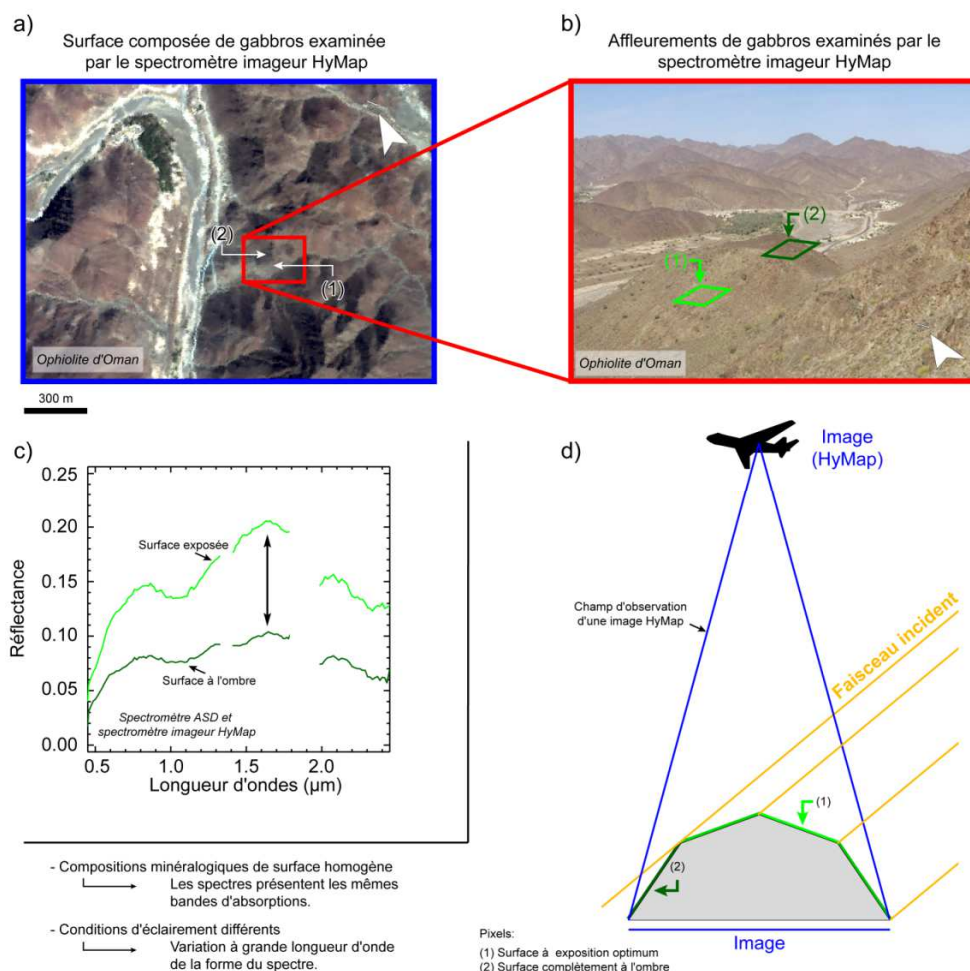


Figure 95 : (a) Scène HyMap d'une région montagneuse affectée par des variations des conditions d'éclairement. (b) Surface composée par des blocs de même composition illustrant la position approximative de deux pixels présentant des variations photométriques et présentés en (a). Le cliché a été pris à une date et à une heure différente par rapport à l'image HyMap. (c) Spectres HyMap des surfaces présentées en (a) et en (b). (d) Schématisation des différents états de surface qui provoquent les variations des conditions d'éclairement. 1 : Surface à exposition optimum, 2 : Surface complètement à l'ombre.

6.1.1.3.1 Comparaison d'un pixel avec sa surface d'affleurement correspondante

La surface observée sur le terrain est composée par des blocs pluricentimétriques de gabbro (Figure 94a). Sa composition est équivalente à celle de l'échantillon décrit dans le paragraphe 6.1.1.1.1 mais avec une patine plus développée à la surface des blocs. Elle est contenue à l'intérieur d'un pixel de l'image HyMap (i.e., surface faisant environ 25 m², Figure 94b).

La réponse spectrale de la surface et du pixel présente des critères spectraux similaires (Figure 94c). La forme globale du pixel apparaît cependant plus intense et plus "bombée" que celle du spectre de terrain (voir flèches Figure 94c). Cette modification de forme liée au changement d'échelle d'observation se traduit donc ici essentiellement par un bombement qui pourrait être évalué à partir de la recherche d'une tendance par moyenne glissante.

6.1.1.3.2 Comparaison de deux pixels sous des conditions d'éclairement différentes

À l'échelle d'une région, la rugosité de surface est définie par le relief. Celui-ci est d'autant plus marqué dans les régions montagneuses. La rugosité d'une surface topographique présente des conditions d'éclairement à ombrage variable. Ce phénomène est bien illustré par la Figure 95.

Le flanc nord-ouest subit un éclairage rasant tandis que le flanc sud-est est presque normal entre angle d'incidence du soleil et angle de réflexion vers le capteur (Figure 95a). L'examen de terrain de cette surface a permis de vérifier que la composition (i.e., minéralogie et distribution des blocs) des deux pixels en question est bien la même (Figure 95b). Comme attendu les deux pixels se différencient entre eux par leur albedo (Figure 95c et d). Un bombement plus marqué de la forme du spectre du pixel le mieux éclairé suggère cependant que la distribution des blocs à la surface des affleurements correspondants engendre un changement de forme global des spectres similaire à celui qui a été constaté entre la mesure de terrain et de l'image.

6.1.1.4 Synthèse

Une série de mesures effectuée sur des cibles de même composition et présentant des états de surface variés, observées à différentes échelles a montré que la réponse spectrale n'est pas parfaitement superposable :

- La préparation en laboratoire des échantillons de roches introduit une diffusion supplémentaire qui modifie la forme des spectres. C'est par exemple le cas des traits de scie qui forment des réseaux de diffraction augmentant l'intensité de la réflexion vers les courtes longueurs d'ondes.
- La comparaison des données spectrales acquises en laboratoire et sur le terrain, ou entre deux pixels d'orientation variable, révèle des variations de forme globale des spectres qui se traduisent par une augmentation des valeurs de réflectance et un bombement variable, proportionnel à la rugosité formée par l'agencement des blocs, des graviers et des minéraux à la surface des affleurements rocheux.

La modification de la forme de spectres à partir de cibles acquises à des distances différentes a déjà été décrite (Friedl et al., 1995 ; Chen, 1999). La problématique du changement d'échelle existe en télédétection depuis que celle-ci est utilisée. Plutôt que de chercher à décrire ce processus, il a été choisi ici de documenter quelques cas concrets rencontrés à l'occasion de la comparaison de données

de laboratoire, de terrain et d'images. Grâce à la haute résolution spectrale de toutes ces données, il a été possible de mettre en évidence des changements de tendances d'une échelle à l'autre.

6.1.2 Identification et retrait des effets liés à la rugosité de surface

Les méthodes traditionnellement utilisées pour retirer ces effets consistent à tracer des lignes tangentielles aux maxima locaux (Cloutis et al., 1986 ; McCord et al., 1981 ; Clark et Roush, 1984) définissant la courbe convexe qui enveloppe l'ensemble du spectre comme l'illustrent les Figure 96a et b (Clark et Roush, 1984). Comme il a été exposé dans paragraphe 5.1.2, cette technique permet d'isoler les bandes d'absorptions (Figure 96c). En revanche, il est difficile de faire la différence entre des lithologies qui ont des compositions minéralogiques similaires ou proches puisque le continuum contient une information liée à la taille des grains et à la distribution des cristaux. C'est pour cela qu'il convient de ne pas retirer l'ensemble du continuum, mais juste la partie de celui-ci qui est associée à la rugosité de surface, responsable des variations des formes spectrales illustrées au chapitre précédent.

Afin d'enlever les effets liés à la rugosité de surface ainsi qu'aux variations des conditions d'éclairement des spectres, Combe et al. (2005, 2006) ont proposé de retirer un continuum basé sur une droite dans un espace en nombre d'onde et en logarithme de la réflectance comme le suggère la procédure du MGM (Sunshine et al., 1990). Cependant, cette méthode fixe le continuum entre des intervalles bien définis. Lorsque les spectres présentent des maximums de réflectance dans des domaines de longueurs d'ondes différents comme c'est le cas d'un gabbro (e.g., maximum de réflectance à 1,65 μm) et d'un gabbro plus riche en amphibole (e.g., maximum de réflectance à 1,75 μm) (Figure 96a), les données peuvent être fortement modifiées par le choix de cet intervalle particulier (Figure 96c).

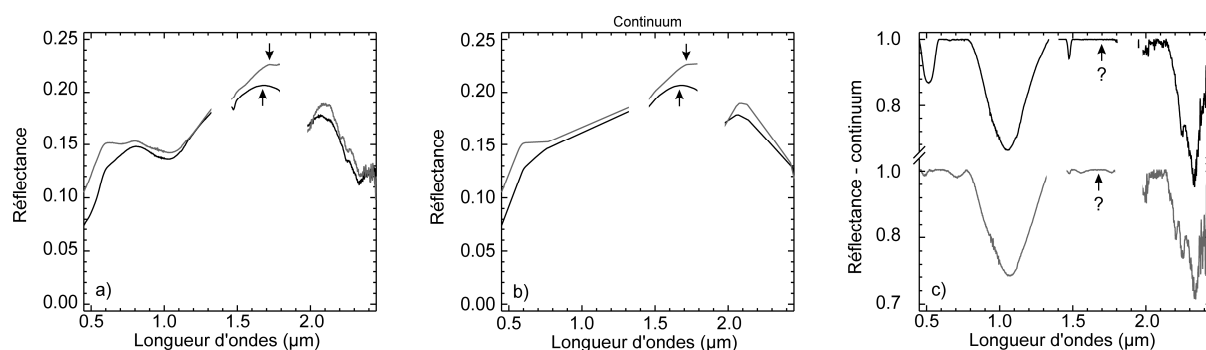


Figure 96 : (a) Spectres ASD acquis sur le terrain à partir d'une surface composée par un gabbro (trait en noir) et d'un affleurement caractérisé par un gabbro plus riche en amphiboles (trait en gris). Les spectres présentent des absorptions communes et sont différenciés par la position en longueurs d'ondes des maximums de réflectance indiquées par les flèches en noir. (b) Continuum des spectres présentés en (a). Spectres après retrait du continuum. Les bandes d'absorptions peuvent être étudiées. En revanche, l'information portée par la forme des spectres est retirée avec le continuum. Nulle discrimination entre des lithologies différentes ne peut être faite.

6.1.2.1 Tendence définie par une droite en nombre d'onde

Le rapport entre la surface sciée et la cassure fraîche d'un gabbro analysé entre 0,45 et 2,45 μm se caractérise par un spectre dont les valeurs augmentent vers les courtes longueurs d'ondes (Figure 97a). La même observation peut être faite entre le spectre de la surface sciée et de la surface pulvérulente d'une gabbro norite (Figure 97b).

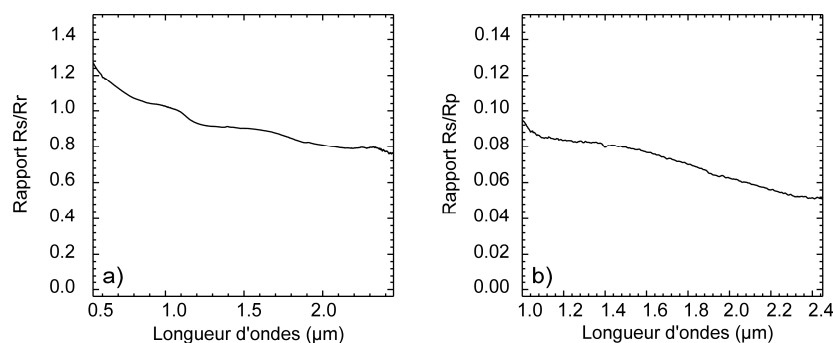


Figure 97 : Rapport entre les spectres caractéristiques de la surface sciée et rugueuse d'un gabbro (a). Rapport entre le spectre caractéristique de la surface sciée et pulvérulente d'une gabbro norite (b).

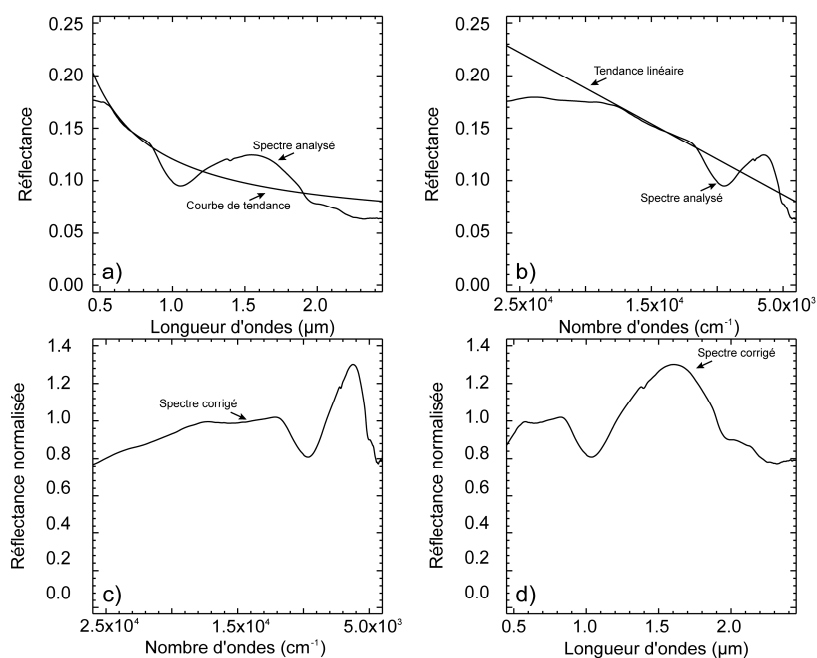


Figure 98 : (a) Spectre analysé et sa courbe de tendance. (b) Spectre analysé et sa courbe de tendance qui devient une droite dans un espace en nombre d'ondes. Spectre normalisé à la tendance linéaire dans un espace en nombre d'ondes (c) et en longueur d'ondes (d).

Le rapport entre les spectres caractéristiques des différentes surfaces montre que l'effet lié à la rugosité est porté par une courbe de tendance (Figure 98a). Cette tendance est une droite dans une représentation de la réflectance en nombre d'onde (Figure 98b et Eq. 6.4).

$$\rho_r(\lambda^{-1}) = a \cdot \lambda^{-1} + b \quad (6.4)$$

Le retrait des effets liés aux différents états de rugosité est effectué en divisant le spectre (ρ_s) par sa tendance linéaire (ρ_t) comme le montre l'équation 6.5. Une réflectance normalisée (ρ_n) est ainsi obtenue (Figure 98c et d).

$$\rho_n(\lambda^{-1}) = \frac{\rho_s(\lambda^{-1})}{\rho_t(\lambda^{-1})} \quad (6.5)$$

6.1.2.2 Tendance définie par une moyenne mobile en longueur d'onde

Le spectre d'un échantillon dont la surface est patinée comparé au spectre de son milieu de prélèvement (Figure 93d) ainsi que la réponse spectrale d'une même surface acquise à des échelles différentes (Figure 94c) ou encore les spectres de deux pixels représentatifs d'une même surface éclairés différemment (Figure 96c) présentent des formes similaires mais des valeurs de réflectance différentes. En effet, il semblerait que la divergence entre ces spectres se traduit par un bombement général de leur forme.

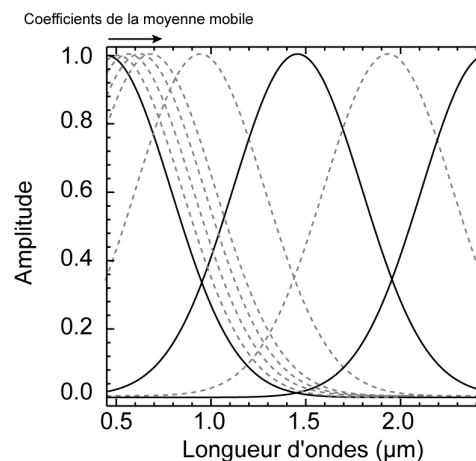


Figure 99 : Coefficients de la moyenne mobile définissant une courbe de Gauss pour chaque longueur d'onde. Les gaussiennes centrées à 0,45, 1,45 et 2,45 μm sont matérialisées par un trait en gras. Les gaussiennes centrées à des longueurs d'ondes intermédiaires sont matérialisées en gris et par un trait en pointillé.

L'utilisation d'un simple filtre passe-bas, à moyenne mobile, permet d'extraire l'information sur ce "bombement". Les coefficients gaussiens du filtre sont donnés par l'Eq. (6.6) :

$$A(\lambda) = 0.5 \left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\tau} \right)^2 \quad (6.6)$$

où A est l'amplitude, λ_0 le centre de la bande, λ la longueur d'onde, τ la largeur à mi-hauteur (FWHM). Ainsi, la tendance par la moyenne mobile est obtenue en calculant pour chaque canal du spectre une nouvelle valeur de réflectance.

La Figure 100 montre l'évolution des coefficients du filtre en fonction de la largeur à mi-hauteur de la gaussienne qui les porte. Plus la largeur à mi-hauteur de cette gaussienne est faible (e.g., FWHM

= 0,20 μm), plus le spectre filtré sera proche du spectre examiné. Dans ce cas, la tendance contiendra une partie de l'information liée à la composition minéralogique car certaines absorptions sont encore trop larges et n'arrivent pas à être filtrées. Au contraire, plus la largeur à mi-hauteur est grande (e.g., FWHM = 1,20 ou 2,00 μm), plus le spectre filtré sera assimilé à une tendance dépourvu des bandes d'absorptions et contiendra une partie de l'information liée à la rugosité de surface et/ou aux variations des conditions d'éclairement.

Le retrait de la tendance consiste tout simplement à diviser le spectre analysé (ρ_{sa}) par le spectre filtré (ρ_{sf}) pour toutes les longueurs d'ondes (λ), comme le montre l'Eq. (6.7).

$$\rho_n(\lambda) = \frac{\rho_{sa}(\lambda)}{\rho_{sf}(\lambda)} \quad (6.7)$$

Après cette normalisation, une partie de l'information est retirée. En revanche, elle reste dépendante de la largeur à mi-hauteur de la gaussienne des coefficients du filtre. Si la tendance contient une partie de l'information liée à la composition minéralogique, comme c'est le cas de la largeur à 0,20 μm , après correction, le spectre normalisé ne contiendra plus aucune information sur la lithologie. Celui-ci sera plat et proche de 1. Au contraire, si la courbe de tendance ne contient pas l'information associée aux absorptions comme c'est le cas des moyennes mobiles obtenues avec des coefficients dont la gaussienne a des largeurs à 1,20 ou à 2,00 μm , alors le spectre normalisé contiendra l'information liés à la minéralogie. De cette manière, une bonne discrimination entre lithologies pourra être effectuée.

La variation de la largeur à mi-hauteur de la gaussienne qui contient les coefficients du filtre montre que la valeur de celle-ci doit être judicieusement choisie afin de ne pas retirer une information qui permettrait de faire la différence entre des cibles différentes et doit par ailleurs s'adapter aux différents cas d'études. Si la discrimination entre des cibles est portée par des argiles ou des carbonates, dans ce cas, une largeur à mi-hauteur de 0,40 μm sera suffisante. En effet, cette valeur demeure du même ordre de grandeur que les absorptions liées à ces deux types de minéraux. En revanche, si la cible analysée est constituée par des pyroxènes ou des olivines qui présentent de larges absorptions, une largeur à mi-hauteur de la gaussienne qui contient les coefficients de la moyenne mobile plus large doit être envisagée. Par conséquent, lors de l'analyse d'une scène où plusieurs minéraux peuvent interagir, il faudra trouver une valeur de filtrage qui s'adapte au mieux à l'ensemble des spectres qui la caractérisent.

Le paragraphe 6.1.1 a montré que le retrait d'une tendance largement comparable aux bombements globaux des spectres d'une échelle à l'autre devrait suffire. Ce qui est généralement plus large que les bandes d'absorptions caractéristiques de la plupart des minéraux.

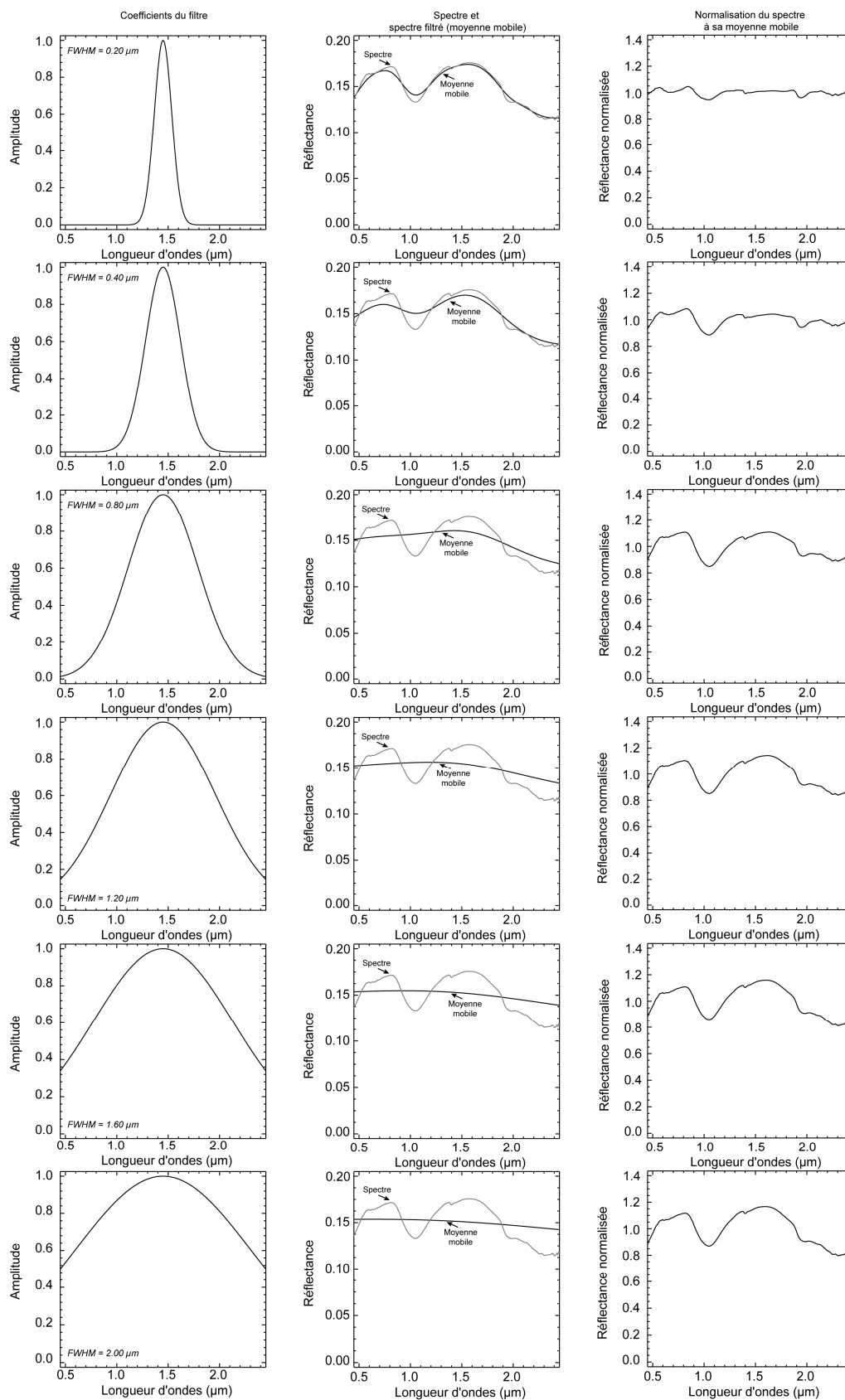


Figure 100 : Variation des largeurs à mi-hauteurs (FWHM) de la gaussienne qui définit les coefficients de la moyenne mobile. L'effet de cette variation se répercute sur la forme de la moyenne mobile. Par conséquent, lors de la division du spectre examiné par rapport au spectre filtré, une partie de l'information sera retirée du spectre normalisé.

6.1.3 Tests de validation des méthodes selon différentes échelles d'observation

Les deux méthodes développées ci-dessus sont appliquées aux différentes situations décrites dans le paragraphe 6.1.1 afin de démontrer que les effets externes, qui modifient la forme globale des spectres, sont correctement identifiés et retirés. De cette manière, les spectres de cibles de même composition mais ayant des propriétés de surfaces différentes pourront être parfaitement superposables. Un moyen pour vérifier si les méthodes appliquées sont justes et adaptées est d'estimer le spectre de résidu. La variation du résidu en fonction de la longueur d'onde permettra de mettre en évidence les intervalles qui présentent des déficiences et où la méthode atteint ces limites. L'erreur quadratique moyenne (RMS) est également calculée afin de pouvoir comparer les ajustements entre eux en fonction des différentes situations examinées.

6.1.3.1 Utilisation d'une droite en nombre d'onde

6.1.3.1.1 Cas d'une cassure fraîche et d'une surface sciée

Dans le cas des cassures fraîches et des surfaces sciées, les courbes de tendance qui s'ajustent au mieux aux deux spectres présentent une forte augmentation vers les courtes longueurs d'ondes (Figure 101a et b). La normalisation des spectres concernés à leur droite en nombre d'onde permet un parfait ajustement des données (Figure 101c). Les effets liés aux différences d'état de surfaces sont ainsi retirés. Le spectre du résidu présente des valeurs proches de zéro. Même si les deux échantillons examinés proviennent de la même roche, les très légères variations du résidu témoignent des subtiles variations sur la composition minéralogique. Ceci se traduit par de faibles valeurs de RMS (e.g., 2,64%).

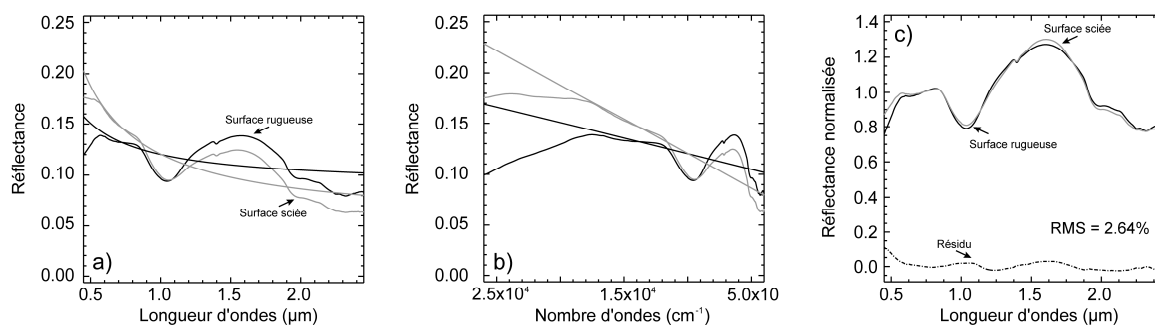


Figure 101 : (a) Spectres représentatifs d'une surface rugueuse et sciée d'un échantillon de gabbro avec leurs courbe de tendance respectives. (b) Mêmes spectres présentés en (a) cette fois-ci dans un espace en nombre d'ondes. Leur tendance est cette fois-ci linéaire. (c) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance après le retrait de la diffusion liée au trait de scie.

6.1.3.1.2 Cas d'une surface sciée et d'un échantillon réduit en poudre

Dans le cas d'une surface sciée et d'une poudre, deux courbes de tendance s'ajustent à leurs spectre respectif (Figure 102a et b). Dans le cas de la surface sciée, les valeurs de cette fonction augmentent vers les courtes longueurs d'ondes comme dans le cas décrit précédemment. En revanche, la courbe qui s'ajuste au spectre de la poudre présente au contraire des valeurs qui diminuent vers les courtes longueurs d'ondes. Après normalisation, les spectres s'ajustent entre eux (Figure 102e). Néanmoins, une correspondance exacte n'arrive pas à être obtenu comme dans le cas de la Figure 102c. En effet, d'autres paramètres, cette fois-ci physiques, rentrent en jeu et n'arrivent pas à être corrigés telle que la taille des grains qui caractérisent les deux échantillons examinés (c.f., § 6.1.1.1.2). Ce phénomène est mis en évidence par le spectre du résidu qui montre des valeurs négatives dans deux intervalles de longueurs d'ondes (flèches 1 et 2 dans Figure 102e). Les domaines compris entre 1,00 et 1,20 μm , ainsi que entre 2,20 et 2,45 μm correspondent aux intervalles où les absorptions des pyroxènes ont lieu.

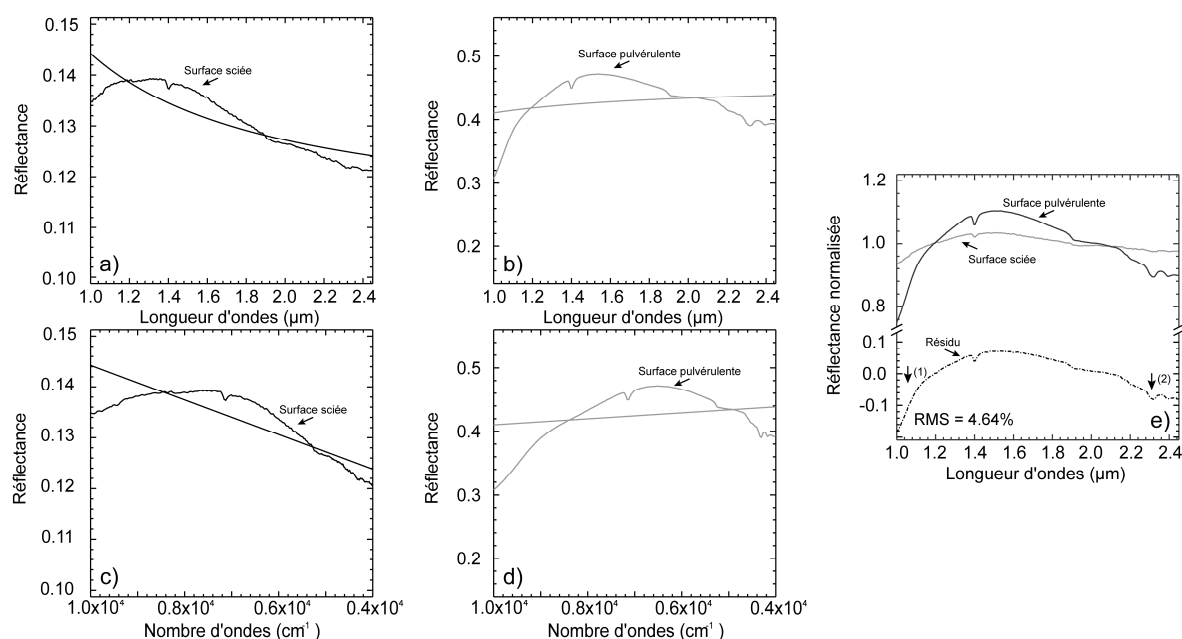


Figure 102 : Spectres représentatifs d'une surface sciée (a) et d'une poudre (b) d'un échantillon de gabbro-norite avec leurs courbe de tendance respectives. (c) et (d) Spectres présentés en (a) et en (b) respectivement dans un espace en nombre d'ondes. Les tendances sont cette fois-ci linéaires. (e) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance après le retrait de la diffusion liée au trait de scie. Une distinction demeure présente tout de même en raison des différentes tailles de grains qui caractérisent les deux préparations.

6.1.3.1.3 Cas d'une surface fraîche rugueuse confrontée à la surface de son environnement de prélèvement

Comme dans le premier cas décrit, les spectres représentatifs d'une surface rugueuse nécessitent le retrait d'une tendance linéaire en nombre d'onde. En revanche, est-ce nécessaire dans le cas d'une surface rugueuse fraîche mais examinée sur le terrain ? La Figure 103a montre que les courbes de tendance pour les deux cas examinés sont différentes. Ceci se confirme également lors du passage dans un espace en nombre d'ondes (Figure 103b). La pente de la tendance du spectre acquis en laboratoire a une pente négative alors que celle de la tendance du spectre acquis sur le terrain est positive. Ces deux spectres qui n'étaient pas du tout comparables, le deviennent après normalisation à leurs droites respectives (Figure 103c). Ceci est bien illustré par le spectre du résidu qui présente des valeurs proches de zéro entre 0,65 et 2,30 μm . En revanche, aux limites de détecteurs, le spectre du résidu présente des modifications qui suggèrent des différences entre les deux cibles analysées. Celles qui sont comprises entre 0,45 et 0,65 μm sont attribuées aux blocs patinés qui modifient le spectre dans ce domaine de longueurs d'ondes (voir flèche 1 dans Figure 103c). Au-delà de 2,30 μm , l'intensité lumineuse acquise sur le terrain n'est pas suffisante et entraîne une chute de la réflectance expliquant la forme du spectre du résidu (flèche 2 dans Figure 103c). Les valeurs de RMS sont voisines de 5%. Cette valeur est un peu élevée en raison des problèmes rencontrés aux limites de détecteur. En revanche, si elle est calculée dans l'intervalle où le résidu présente des valeurs proches de zéro, cette valeur est de 2,71%. Ce dernier résultat confirme que la méthode est bien adaptée pour comparer des surfaces fraîches acquises en laboratoire et sur le terrain.

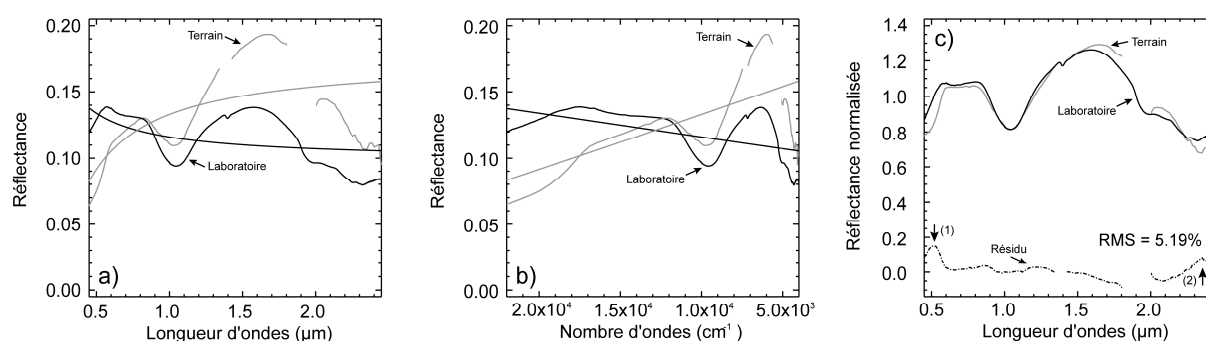


Figure 103 : (a) Spectres représentatifs d'une surface rugueuse d'un échantillon de gabbro et de la surface caractéristique de leur environnement de prélèvement avec leurs courbes de tendances respectives. (b) Mêmes spectres présentés en (a) cette fois-ci dans un espace en nombre d'ondes. Leur tendance est cette fois-ci linéaire. (c) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance après le retrait de la diffusion liée au trait de scie et aux deux échelles d'observation différentes.

6.1.3.2 Utilisation d'une tendance définie par une moyenne mobile

Dans les situations qui sont présentées par la suite, une tendance définie par une moyenne mobile a été utilisée. Puisque les roches examinées pour tester la méthode sont composées de pyroxènes et d'olivines, la largeur à mi-hauteur de la gaussienne qui contient les coefficients du filtre est fixée à 1,40 μm . En utilisant la même valeur, l'ensemble des ajustements pourront être comparés entre eux.

6.1.3.2.1 Cas d'une surface examinée en laboratoire et sur le terrain

La Figure 104a montre que les spectres acquis en laboratoire ou sur le terrain ont des formes similaires mais des valeurs de réflectances différentes. Une tendance définie par une moyenne mobile est ici appliquée. Dans les deux cas, elle présente une forme équivalente qui s'étale sur de grandes longueurs d'ondes.

Après normalisation de ces deux spectres à leur tendance, les données sont parfaitement superposables entre 0,90 et 2,30 μm . Les effets liés aux différentes conditions d'éclairement ainsi qu'à ceux associés aux états de surfaces sont retirés. Le spectre du résidu présente des valeurs proches de zéro dans l'intervalle cité précédemment. En revanche, des valeurs anormales sont rencontrées aux limites de détecteurs. Les différences observées entre 0,45 et 0,90 μm sont reliées à la composition de la patine qui n'est pas forcément homogène d'un échantillon à un autre sur le terrain (flèche 1 dans Figure 104b). Par contre, au-delà de 2,30 μm , les différences sont produites par la chute de la réflectance sur le spectre de terrain (flèche 2 dans Figure 104b). Ceci est lié à une faible intensité reçue par le détecteur. Malgré cela, la RMS est faible (e.g., 3,70%).

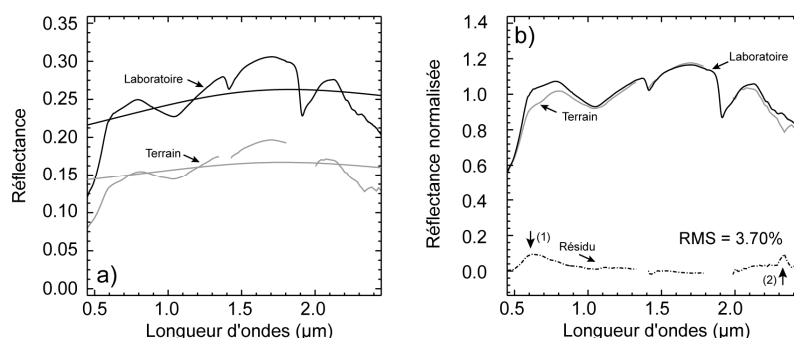


Figure 104 : (a) Spectres représentatifs d'une surface rugueuse patinée d'un échantillon de gabbro et de la surface caractéristique de son environnement de prélèvement avec leurs courbes de tendances respectives obtenues à l'aide d'un filtre passe-bas. (b) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance entre les spectres. Les flèches numérotées sont commentées dans le texte.

6.1.3.2.2 Cas d'un affleurement examiné par spectrométrie sur le terrain et par avion

L'examen d'un affleurement homogène à deux échelles d'observations différentes, telle que sur le terrain et à distance à l'aide d'une plateforme aéroportée, montre des spectres qui ont des formes

similaires mais qui ne sont pas superposables (Figure 105a). Le calcul d'une tendance définie par une moyenne mobile permet d'éliminer les absorptions du spectre qui sont liées à la composition minéralogique et ne garder que la contribution des effets externes. La forme de ces deux courbes est similaire et suggère que les phénomènes qui les caractérisent sont les mêmes.

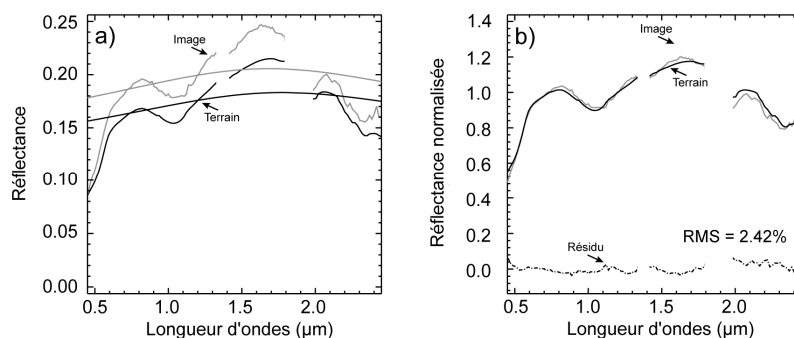


Figure 105 : (a) Spectres représentatifs d'une surface homogène composée par des blocs de gabbro observés par un spectromètre de terrain (ASD) et par un spectromètre imageur (HyMap). Leurs courbes de tendances respectives sont obtenues à l'aide d'un filtre passe-bas. (b) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance entre les spectres.

La normalisation des spectres acquis à des échelles différentes à leurs tendances respectives permet un très bon ajustement des données. Ceci est assuré par un spectre du résidu qui reste proche de zéro sur l'ensemble de la gamme spectrale et par une valeur de RMS inférieure à 3%. Le problème lié aux limites de détecteurs n'est pas rencontré car d'une part les surfaces sont homogènes et d'autre part la source d'éclairement est rigoureusement la même dans les deux cas de figure produisant la même forme du spectre aux extrémités du détecteur.

6.1.3.2.3 Cas d'un affleurement examiné par un imageur hyperspectral sous des conditions d'éclairement différentes

En fonction du relief, les surfaces peuvent être différemment éclairées. Ceci se traduit par des variations d'albedo comme le montrent les spectres de la Figure 106a. Une tendance définie par une moyenne mobile est calculée pour ces deux spectres. Ces deux courbes présentent des formes similaires. Elles sont larges et s'étalent sur de grandes longueurs d'ondes. L'angle d'éclairement étant différent, la réponse directionnelle de la réflexion (i.e., la BRDF) engendre de petits changements de forme qui pourraient gêner la comparaison des spectres entre eux s'ils n'étaient pas retirés.

La normalisation des spectres des deux pixels concernés à leur tendance démontre que les effets liés aux différentes conditions d'éclairements sont efficacement retirés (Figure 106b). Le spectre du résidu présente des valeurs proches de zéro. Par contre de très légères différences demeurent présentes et sont liées au niveau du bruit du spectre à l'ombre. En effet, lorsque les surfaces sont peu éclairées, les spectres tendent à être plus bruités. Les faibles valeurs de RMS inférieures à 5% justifient le choix de

cette méthode. Lorsque le bruit est trop important, le choix d'une valeur seuil de la RMS permet de discriminer puis d'éliminer les pixels dont la surface est recouverte à plus de la moitié par une ombre portée sans signal minéralogique.

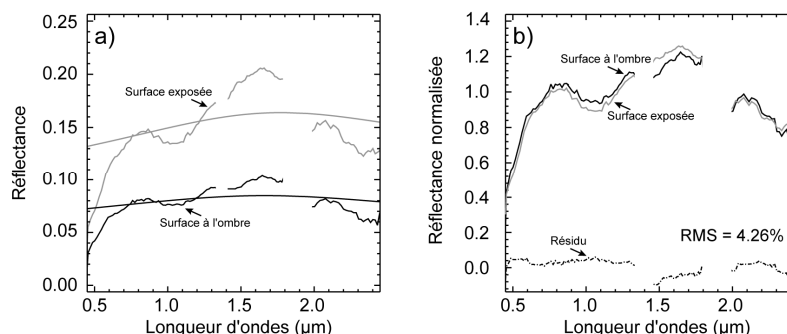


Figure 106 : (a) Spectres représentatifs de deux pixels d'une image HyMap caractéristiques de surfaces homogènes composées par des blocs de gabbro éclairés différemment. Leurs courbes de tendances respectives sont obtenues à l'aide d'un filtre passe-bas. (b) Spectres normalisés illustrant la bonne correspondance entre les spectres.

6.1.4 Conclusion

Une série de mesures effectuées sur des échantillons de quelques centimètres et des affleurements de plusieurs mètres mais de composition similaire, montre que le changement d'échelle se traduit par une modification de forme globale des spectres.

L'analyse comparée des cassures fraîches rugueuses, des surfaces sciées et des poudres a montré que la tendance qui porte l'information liée à la préparation des échantillons examinés en laboratoire est une droite en nombres d'ondes.

La comparaison entre surfaces patinées mesurées en laboratoire ou sur le terrain, ainsi que l'analyse comparée de pixels à topographie variable, a démontré que la tendance qui les sépare est une fonction calculable par une moyenne mobile suffisamment large pour être indépendante des bandes d'absorptions étroites, c'est à dire un passe-bas fixé en général à 1,40 μm de largeur à mi-hauteur.

Après normalisation aux tendances respectives, les données qui n'étaient pas comparables auparavant le deviennent, permettant d'examiner des échantillons et des surfaces en s'étant affranchi des états de surfaces.

Un des points forts de cette méthode de retrait est qu'elle ne s'appuie pas sur des points particuliers du spectre. Cela peut être important lorsque des bandes d'absorption rapprochées tendent à écraser les maximums qui les séparent. Y appuyer un continuum altère la mesure de ces bandes d'absorption. C'est la raison pour laquelle Combe et al. (2005) ont utilisé le continuum de la méthode MGM pour correctement évaluer l'abondance de pigments en extrémité de spectres. N'ayant pas d'intervalle de longueur d'onde pour y appuyer le continuum de la méthode MGM et ainsi le maintenir au-dessus de l'enveloppe du spectre, nous avons renoncé à l'utiliser et choisi la méthode de la

tendance. Le résultat est un peu plus bruité mais la superposition entre les spectres est améliorée, tout particulièrement entre 2,00 et 2,50 μm .

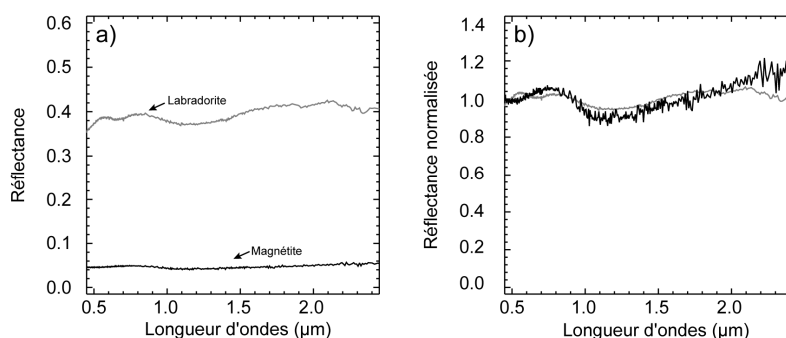


Figure 107 : (a) Spectres USGS d'une labradorite et d'une magnétite présentant des spectres relativement plats mais avec des valeurs d'albedo différentes (Clark et al., 1993). (b) Spectres présentés en (a) après le retrait d'une tendance linéaire. La perte de l'albedo empêche une bonne discrimination entre les spectres de ces deux minéraux.

L'utilisation d'une tendance définie par une moyenne mobile, nécessite une connaissance préalable des absorptions présentes dans les spectres qui sont à examiner dans une bibliothèque spectrale ou dans une scène. Cela se limite toutefois à la détermination de la largeur à mi-hauteur de la bande d'absorption la plus large que l'on veut conserver.

Quelque soit le cas d'étude, l'application de cette méthode implique une perte totale de l'albedo. Ceci peut parfois poser problème lorsque les spectres examinés ne présentent pas d'absorptions comme c'est le cas par exemple de la magnétite et de la labradorite en poudres et qui n'arrivent à être discriminées que par leurs valeurs de réflectance (Figure 107a). Après normalisation à une tendance linéaire, ces deux spectres vont se superposer rendant leur identification très délicate (Figure 107b). Les applications de ces méthodes sont présentées et appliquées dans les chapitres 8, 9 et 10.

6.2 Modélisation des mélanges linéaires

L'information sur l'ensemble des constituants qui sont présents à la surface d'une région examinée par un spectromètre imageur est contenue dans les spectres des différents pixels qui caractérisent cette image (Figure 108). Lorsqu'une lithologie affleure et occupe l'ensemble de la surface couverte par le pixel, son identification est évidente : la signature spectrale du pixel est alors portée par celle de l'affleurement. En revanche, dans le cas où plusieurs faciès de roches occupent la surface que représente un pixel, l'identification de la composition qui la caractérise est plus complexe (Figure 108). En effet, différents matériaux sont susceptibles d'intervenir et la proportion de ces constituants peut varier de manière continue.

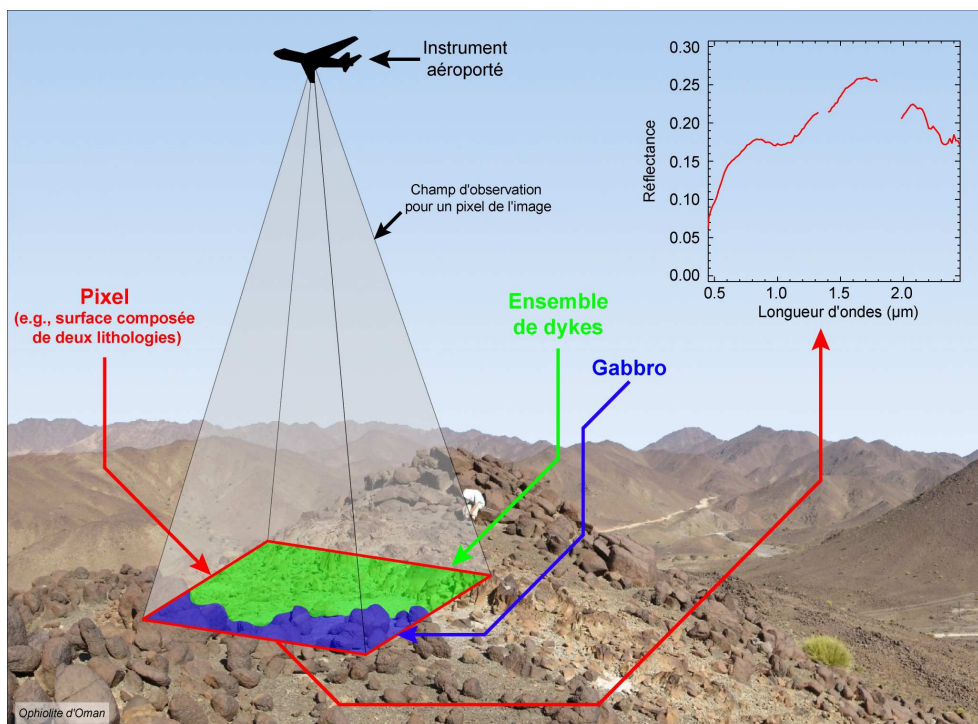


Figure 108 : Illustration des mélanges qui peuvent avoir lieu entre des lithologies différentes à la surface d'un pixel représentatif d'une image. Dans l'exemple présenté ci-dessus, le gabbro est perturbé par une série de dykes. Ceci se traduit par l'occupation de différentes étendues surfaciques pour chaque lithologie à l'échelle d'un pixel qui fait environ 5×5 mètres.

Dans la plupart des cas, les spectres d'une scène sont déjà le résultat d'un mélange. Par conséquent, leur utilisation en tant que pôles purs risque de donner des résultats insatisfaisants. Un moyen pour déduire les proportions des constituants d'une surface examinée par spectrométrie est de comparer les spectres d'une image à ceux de mélanges connus préalablement. Ces derniers sont utilisés comme des spectres de références et peuvent être créés en laboratoire ou acquis sur le terrain. L'application d'une telle méthode suppose que les absorptions qui se manifestent dans les deux cas soient causées par les mêmes processus physiques. Cette partie a pour objet de répondre aux problèmes qui se posent lors de l'identification des roches qui affleurent à l'intérieur d'un pixel pour des applications à la cartographie géologique. De cette manière, la méthode la mieux adaptée pour répondre à ce type de problèmes pourra être dégagée.

6.2.1 Théorie sur les mélanges linéaires

6.2.1.1 Quand les mélanges linéaires peuvent-ils être appliqués ?

Dans la théorie, une association surfacique implique la combinaison linéaire entre les spectres des éléments qui la composent. Le fondement de la modélisation des mélanges spectraux réside sur le fait que pour une scène donnée, la surface est dominée par un nombre réduit de matériaux communs et qui présentent des propriétés spectrales constantes. Si la variation des spectres dans une scène est le

résultat de plusieurs proportions des pôles purs, elle peut alors être modélisée par le mélange de ces constituants. De cette manière, le spectre d'un mélange est la combinaison de spectres des éléments formant cette surface (Nash et Conel, 1974). Les mélanges sont dits linéaires si la diffusion et l'absorption de la lumière sont dominées par un seul constituant à la surface (Singer et McCord, 1979). Le spectre d'un pixel est ainsi une combinaison linéaire des pôles purs pondérés par les surfaces qu'ils occupent dans le pixel.

Dans la nature, les mélanges ne sont pas seulement surfaciques. Dans les roches, les minéraux sont la plupart du temps intimement liés (c.f., chapitres 8, 9 et 10). La lumière suit des chemins complexes en passant à travers plusieurs cristaux plus ou moins chargés ou enrobés de produits d'altération. Les modèles de mélange surfacique entre minéraux purs ne s'appliquent pas. Pour rendre compte de cela il faudrait passer par des modèles de transfert radiatif (c.f., Hapke, 1981, 1993), ce qui n'est pas réalisable ici compte tenu de la complexité des textures. Pour ramener le problème à une simple étude de mélanges surfaciques tout en prenant en compte les mélanges intimes des minéraux à l'intérieur des roches il faut définir des pôles purs à l'échelle de ces roches et distinguer les faciès pétrologiques. Un pôle pur est alors un spectre de réflexion caractérisant un faciès pétrologique donné. Deux textures ou deux altérations particulières d'une même composition modale donneront donc lieu à l'établissement de deux pôles purs. À l'inverse, des compositions minéralogiques différentes produisant la même réponse spectrale donneront lieu à l'établissement d'un seul pôle pur. Ceci se rencontre dans des faciès de gabbros à teneur variable en plagioclase à spectre plat et non détectable dans la gamme de longueur d'onde 0,40 - 2,50 μm .

Afin de considérer des mélanges spectraux comme des combinaisons linéaires des spectres des constituants de la surface, il faut que les photons réfléchis n'aient interagi qu'avec un seul faciès pétrologique. Le travail qui suit a considéré que la contribution de l'environnement pouvait être négligée. Ce ne serait pas le cas si la forme du relief avait été plus découpée.

Même si la méthode des mélanges linéaires présente un certain nombre de contraintes, elle reste la plus utilisée pour l'interprétation des données par télédétection et ceci sur un grand nombre de disciplines (e.g., Chabrilat et al., 2000 ; Combe et al., 2005). À l'heure actuelle, c'est le seul moyen qui permet d'évaluer la distribution spatiale des matériaux présents à la surface de la terre. En revanche, pour identifier les proportions, il faut s'assurer que les mélanges linéaires correspondent bien à la description des propriétés présentes à la surface. Une connaissance préalable du site étudié s'impose, avec éventuellement des prélèvements d'échantillons qui seront analysés en laboratoire ou par des mesures spectrales effectuées *in situ*. Cette approche reste très utile lors de l'analyse des surfaces qui sont caractérisées par des matériaux présentant des propriétés spectrales différentes et dont les proportions varient de manière relative au sein d'une scène. En revanche, elle reste moins performante lorsqu'un grand nombre d'éléments caractérise la zone d'étude.

6.2.1.2 Choix des pôles purs de référence

La modélisation des spectres qui caractérisent une surface passe par la sélection des propriétés spectrales de tous les matériaux qui la constituent. La sélection doit être restreinte et par conséquent il faut avoir une connaissance *a priori* des constituants à analyser. Le meilleur moyen pour identifier les pôles purs reste l'acquisition *in situ* des spectres sur des surfaces homogènes ou en estimant les mélanges entre lithologies de nature différente.

Lors d'une campagne de terrain, une série de surface peut être mesurée. La question qui se pose face à la large gamme de spectres pouvant être acquis est de savoir lesquels seront les plus représentatifs pour l'application des mélanges linéaires. Une réponse peut être apportée avec l'exemple suivant où un spectre de terrain qui caractérise une surface composée par des harzburgites associées intimement avec des fines veines de carbonates (utilisé par la suite comme spectre "inconnu") est identifié à l'aide de deux triplets de pôles purs différents (Figure 109 et Figure 110). Le premier est composé par des spectres acquis sur une surface composée par des blocs d'harzburgite et par un affleurement de dunite. Celui-ci considère les carbonates comme un troisième pôle pur à part entière (Figure 109a). Le second triplet intègre les deux spectres de péridotite utilisés dans le premier et intègre un troisième pôle pur pétrologique composé par des harzburgites avec des carbonates interstitiels (Figure 110a). Une méthode classique dite de unmixing, discutée plus loin, est utilisée pour retrouver les proportions de mélange surfacique. Dans le premier cas de figure (Figure 109b), le spectre "inconnu" est modélisé par 64% de dunite, 34% d'harzburgite et par seulement 2% de carbonates. Le spectre du résidu montre les différences qui se situent sur l'ensemble de la gamme spectrale (e.g., flèches 1 et 2 sur la Figure 109b) et plus particulièrement autour de 2,30 μm (e.g., flèche 3 sur Figure 109b) exactement là où nous devrions détecter la présence de carbonates. La seconde combinaison de pôles purs (Figure 110b) permet de modéliser le spectre "inconnu" en considérant 82% d'harzburgites avec des carbonates interstitiels et 18% du pôle pur harzburgite. La dunite est écartée du mélange et le spectre du résidu présente des valeurs proches de zéro, y compris à 2,30 μm . Ce dernier résultat est assez proche de ce qui a été réellement observé sur le terrain. Comme le montre le cliché de la Figure 110, la surface "inconnue" est plus riche en harzburgite. La prise en compte d'un pôle pur harzburgite à carbonate interstitiel permet non seulement une bonne détermination de la présence de carbonate, elle limite aussi la surestimation de dunite qui atteint 64% lorsque l'on cherche à modéliser le spectre "inconnu" par un pôle pur harzburgite et un pôle pur carbonate. La marque du carbonate sur la signature de l'harzburgite ne peut pas se modéliser par un mélange surfacique. Ceci renforce donc l'intérêt d'une cartographie par identification de pôles purs pétrologiques à la place de pôles purs minéralogiques.

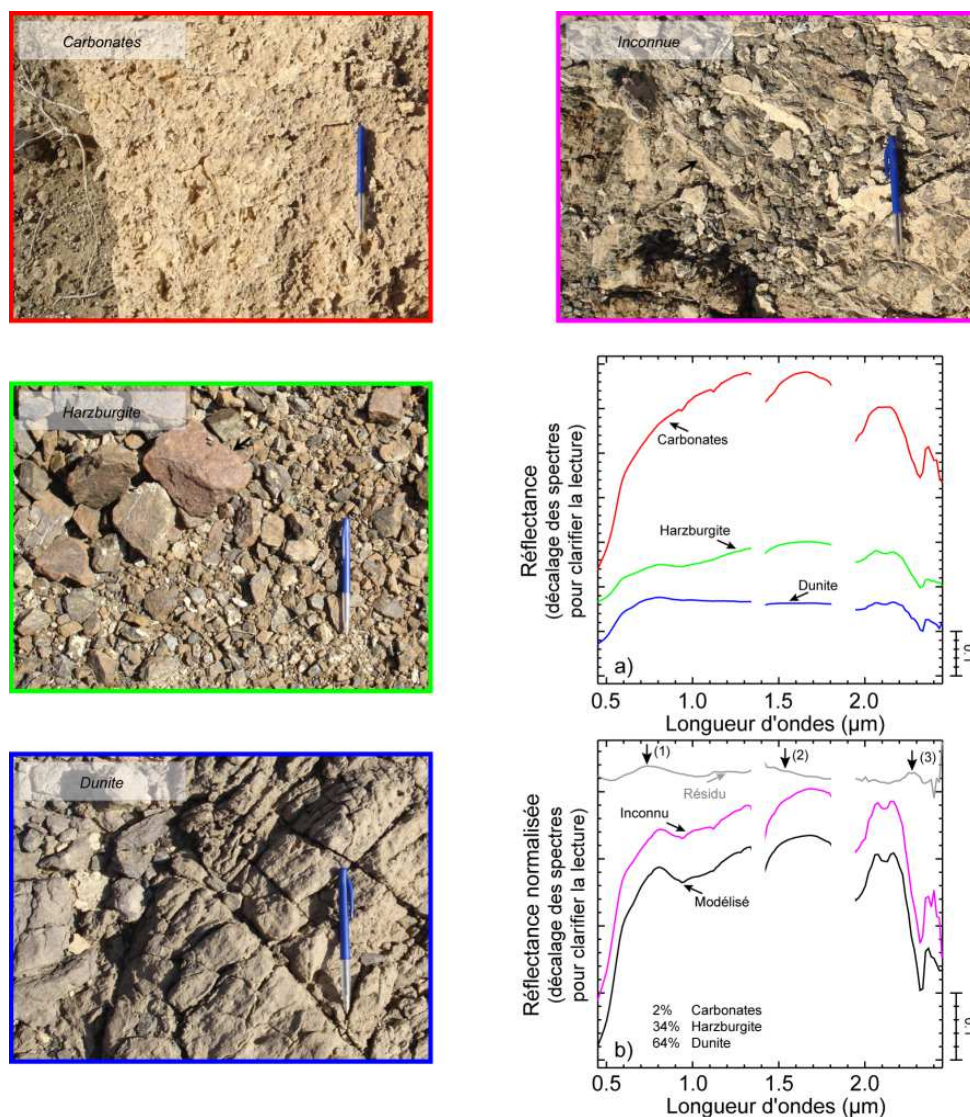


Figure 109 : Images illustrant le premier triplet de pôles purs utilisés pour modéliser la réponse spectrale d'une surface dite "inconnue" composée d'harzburgites et de carbonates interstitiels. (a) Spectres des pôles purs acquis à l'aide d'un spectromètre ASD. (b) Spectre modélisé comparé au spectre de la surface "inconnue". Le spectre du résidu rend compte des principales différences. La position des flèches numérotées est discutée dans le texte.

Cet exemple prouve que le spectre d'une lithologie peut être considéré comme un pôle pur à part entière en intégrant les mélanges intimes particuliers à l'imbrication d'une série de minéraux.

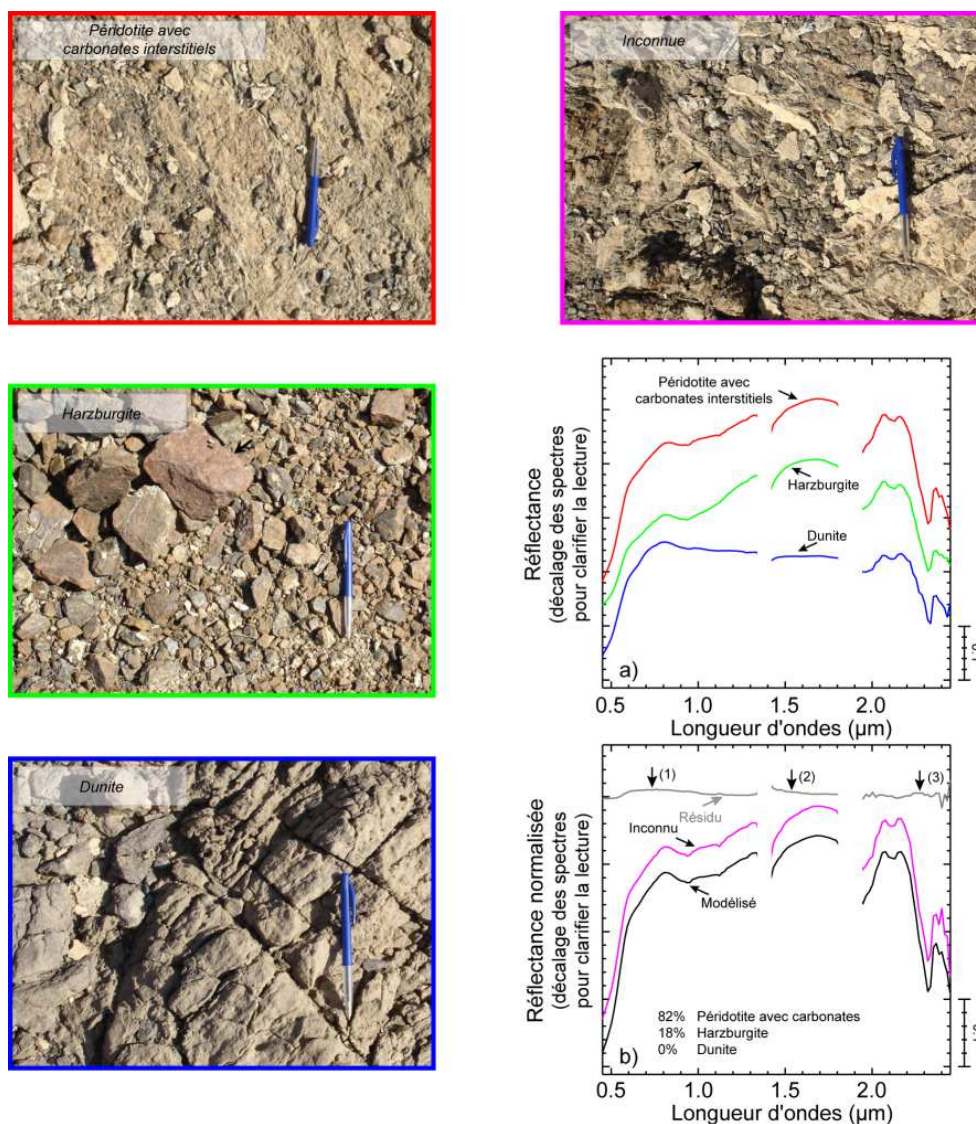


Figure 110 : Images illustrant le second triplet de pôles purs utilisés pour modéliser la réponse spectrale d'une surface dite "inconnue" composée d'harzburgites et de carbonates interstitiels. (a) Spectres des pôles purs acquis à l'aide d'un spectromètre ASD. (b) Spectre modélisé comparé au spectre de la surface "inconnue". Le spectre du résidu rend compte des principales différences. La position des flèches numérotées est discutée dans le texte.

Différentes méthodes existent pour retrouver les proportions de pôle pur au sein d'un mélange surfacique, mais ces méthodes risquent de donner des résultats différents, lorsque les pôles purs sont constitués par des compositions minéralogiques très proches les unes des autres. Afin de voir laquelle d'entre elles est la plus adaptée et celle qui donne des résultats plus réalistes, différents tests sont effectués.

Analyse des mélanges : méthodes

L'étude des mélanges linéaires peut se faire selon deux approches différentes :

- La méthode inverse consiste à inverser les données par minimisation des moindres carrés permettant ainsi de retrouver les coefficients des mélanges à partir de spectres de pôles purs (Figure 111a). Les mélanges sont libres d'évoluer dans une large gamme de possibilités et demeurent proches de la réalité. En revanche ils sont difficilement contraignables.
- La méthode directe consiste à synthétiser tous les mélanges au préalable avant de les comparer aux données (Figure 111b). Sa limite est portée par le nombre fini de mélanges possibles ce qui réduit la précision finale. Par contre l'intervalle des coefficients est bien contraint.

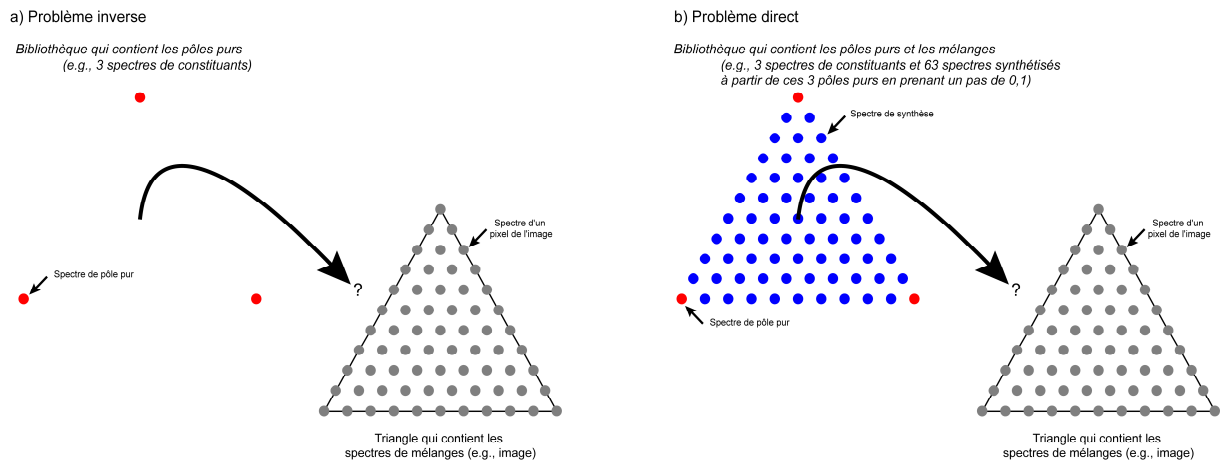


Figure 111 : Schématisation des méthodes permettant de traiter les mélanges linéaires : dans le problème inverse (a), seul une bibliothèque spectrale contenant les pôles purs est utilisée pour retrouver les constituants alors que dans le problème direct (b), la bibliothèque contient tous les spectres des mélanges possibles à identifier sur une image.

6.2.1.3 Problème inverse

Afin de trouver les proportions qui permettent de modéliser un spectre inconnu, l'une des méthodes consiste à inverser les données. Ce problème peut être résolu à condition que la solution soit unique. L'inversion par minimisation des moindres carrés est une approche similaire à celle de la recherche de la plus petite distance que sépare un spectre inconnu du spectre modélisé. Le mélange spectral assume une relation linéaire entre les spectres observés et une librairie composée de spectres de pôles purs sous la forme d'une matrice comme le montre l'équation (6.8) :

$$[A]_{n,m} \cdot [X]_n = [B]_m \quad (6.8)$$

L'inversion de l'équation (6.8) correspond à :

$$[X]_n = [A]_{n,m}^{-1} \cdot [B]_m \quad (6.9)$$

avec A la matrice composée par n pôles purs dotés de m canaux, X un vecteur qui porte les coefficients des n pôles purs et B, un vecteur qui contient le spectre inconnu doté de m canaux.

La matrice et le vecteur qui contiennent respectivement les pôles purs et le spectre d'un pixel sont connus. En revanche, le vecteur qui contient les coefficients est inconnu. Cette équation est résolue par l'approximation des moindres carrés si le nombre de pôles purs est égal au nombre de bandes spectrales moins 1 (ou plus).

Cette méthode d'inversion mathématique est couramment utilisée pour déconvoluer des mélanges. Elle a été adaptée à l'analyse des spectres par Adams et al. (1986 ; 1989) et Boardman (1989) et largement appliquée par la suite (e.g., Van der Meer, 1996 ; Chabrilat et al., 2000).

Les coefficients d'un mélange sont des pourcentages de couverture de surface et par conséquent leur somme doit être égale à 100%. Cette méthode donne une solution exacte lorsque l'image est effectivement constituée par une combinaison des pôles purs recherchés. Malheureusement, sur le terrain, une multitude de paramètres viennent déformer le spectre. C'est la raison pour laquelle les méthodes basées sur la recherche de pôles purs sur l'image ont beaucoup de succès. En partant de l'image les pôles purs extraits incorporent ces distorsions entre l'image et le terrain. Malheureusement les terrains sur lequel nous travaillons ne présentent pas de pixel suffisamment pur au sens géologique. Il a donc été décidé de privilégier la comparaison des spectres des images directement avec le terrain, sans interprétation de pôles purs extraits de l'image, pour respecter une démarche plus proche de celle d'un prospecteur géologue.

L'inconvénient d'un forçage des comparaisons directes entre image et terrain est l'apparition de distorsions des spectres qui bloquent l'utilisation des méthodes inverses. En effet, l'inversion entre librairie de terrain et image fait apparaître des coefficients supérieures à 1 ou négatifs ce qui n'a pas de sens.

6.2.1.4 Problème direct

Le calcul des spectres représentatifs d'un mélange a pour objectif d'établir un lien direct avec un modèle réaliste d'une surface examinée. Ceci implique une bonne connaissance de la composition de la surface à analyser. Par conséquent, l'incertitude autour d'une solution qui pourrait avoir plusieurs causes est limitée.

Cette méthode nécessite la création d'une librairie spectrale contenant toutes les combinaisons possibles entre les différents pôles purs qui sont présents à la surface. La combinaison de tous ces pôles est définie selon la relation présentée par l'équation (6.10).

$$\rho_m(\lambda) = \sum_{i=0}^N x_i \cdot \rho(\lambda)_i \text{ avec } \sum_{i=0}^N x_i = 1 \quad (6.10)$$

où ρ_m est la réflectance du spectre du mélange, ρ_i la réflectance caractéristique du pôle pur de surface i , x_i la fraction de chaque constituant et λ la longueur d'onde.

La méthode directe est fortement dépendante du pas d'échantillonnage choisi pour créer les mélanges. En effet, la combinaison des pôles purs peut très vite atteindre un nombre élevé mais dans tous les cas la somme des coefficients doit être égale à 1.

Une série de mélanges synthétiques peut être créée en appliquant cette méthode. Le spectre résultant est parfaitement maîtrisé. Le pas d'échantillonnage est compris entre 0 et 1. Par conséquent, l'ensemble des proportions qui ont servi à le créer est connu. Les contraintes sont en revanche fixées par le nombre de mélanges produits pour une bibliothèque spectrale. En effet, le nombre de combinaisons augmente considérablement avec le nombre de pôles d'intervalles utilisés pour définir les coefficients. La limite est alors imposée par le temps de calcul. Plus la bibliothèque sera grande, plus le temps de calcul sera important.

L'identification des coefficients qui permettent d'expliquer le spectre inconnu passe par la comparaison des spectres entre eux. De cette manière, un degré de similarité est estimé en identifiant l'écart du spectre modélisé et celui du spectre mesuré (i.e., le résidu de l'ajustement). Par conséquent, le choix de la métrique est très important.

Ce type de méthodes a été appliqué lors de la quantification de la biomasse présente sur les vasières et ont donnée des résultats très satisfaisants comme le confirment les travaux menés par Méléder et al. (2003) ainsi que par Combe et al. (2005).

6.2.2 Tests des deux approches modélisant les mélanges pour la cartographie géologique

Les deux méthodes décrites dans la section précédente sont testées afin de voir laquelle d'entre elles répond au mieux à l'identification par télédétection des roches qui constituent une séquence ophiolitique. De cette manière, l'approche qui donnera les meilleurs résultats pourra ensuite être appliquée pour traiter l'ensemble de la mosaïque HyMap couvrant le Massif du Sumail en Oman.

Pour tester ces deux approches, des images synthétiques triangulaires (appelées "imasettes") sont créées à l'aide de trois pôles purs. Une séquence ophiolitique se caractérise par le manteau et la croûte. Par conséquent, une image est réalisée pour chacune de ces séquences en utilisant les spectres des pôles purs des lithologies qui les composent. L'imasette du manteau est construite avec les spectres d'une harzburgite, d'une dunite et d'une harzburgite avec des carbonates interstitiels tandis que l'imasette de la croûte est faite avec des spectres de wehrlite, de gabbro et d'un ensemble de dykes.

Dans les deux cas, une première imasette est produite en utilisant les spectres de ces pôles purs acquis sur le terrain à l'aide du spectromètre ASD (Figure 112a et Figure 113a). La seconde est conçue à l'aide des spectres prélevés sur l'image HyMap pour les pixels qui correspondent rigoureusement aux surfaces homogènes où ont été effectuées les mesures sur le terrain (Figure 112b et Figure 113b).

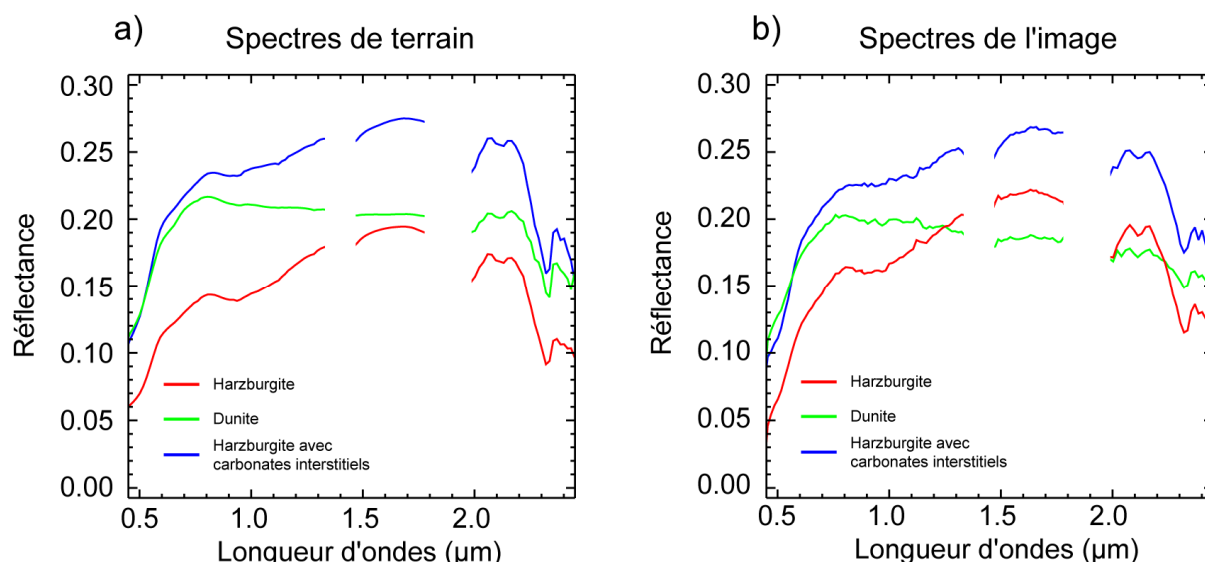


Figure 112 : (a) Spectres ASD caractéristiques d'une harzburgite, d'une dunite et d'une harzburgite avec des carbonates interstitiels acquis sur le terrain. (b) Spectres HyMap des pixels correspondant aux surfaces dont les spectres de terrain sont présentés en (a).

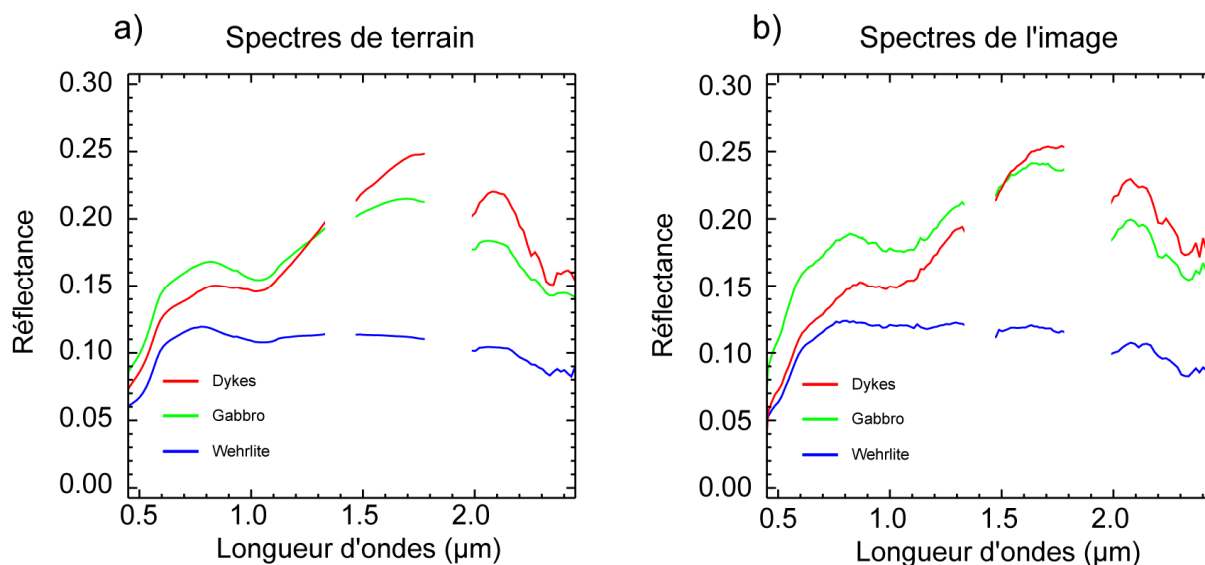


Figure 113 : (a) Spectres ASD caractéristiques d'un ensemble de dykes, d'un gabbro et d'une wehrlite acquis sur le terrain. (b) Spectres HyMap des pixels correspondant aux surfaces dont les spectres de terrain sont présentés en (a).

Des tests sont effectués pour chaque méthode décrite précédemment. Le premier consiste à identifier les coefficients des spectres de pôles purs ASD qui ont servi à créer la première imagerie. Cet examen est une sorte de contrôle qualité des méthodes dans le but de vérifier qu'elles identifient correctement les mélanges et les pôles extrêmes acquis dans un environnement ophiolitique. Le second test repère les coefficients de l'imagerie et plus particulièrement ceux des pixels situés aux extrémités du triangle conçues à l'aide des spectres HyMap. Ceci est effectué afin de vérifier le comportement

lors de la recherche des mélanges dans la mosaïque qui recouvre toute une région, permettant un gain de temps considérable en évitant de traiter l'ensemble de cette image. Le problème inverse a été considéré à l'aide de deux bibliothèques spectrales contenant trois spectres caractéristiques de chaque séquence (Figure 111a). Le problème direct a été traité en créant pour chacune des séquences des bibliothèques spectrales à partir de trois pôles purs et en utilisant un pas d'échantillonnage de 0,1. De cette manière, les bibliothèques spectrales sont composées de 66 spectres dont 3 correspondent aux spectres des constituants et 63 aux spectres synthétisés (Figure 111b). Dans le but de pouvoir comparer les spectres de la bibliothèque à ceux de l'imagette, une simple distance euclidienne est calculée pour retrouver le maximum de ressemblance (c.f., § 5.2.2.1). L'utilisation de cette métrique est possible grâce au retrait d'une tendance basée sur une moyenne mobile favorisant la mise en correspondance des spectres les plus proches (c.f., § 6.1.2.2) malgré d'éventuelles effet de diffusion de surface. Ce retrait est effectué sur les librairies spectrales après avoir créée tous les mélanges et sur les deux imagettes. Le résultat consiste en une série d'images en niveau de gris dont le pixel qui présente la valeur la plus faible est celui qui est le plus proche du spectre en question. L'inversion de ce résultat permet d'être plus discriminant comme cela est discuté dans le paragraphe 5.2.2.1. Les coefficients qui ont servi à modéliser le spectre d'un pixel sont ensuite attribués au pixel le plus proche du spectre modélisé. Puisque trois pôles purs ont servi à modéliser ces mélanges, le cube de sortie est composé de trois images des coefficients de chaque pôle pur codées en niveau de gris (Figure 114). Plus le pixel se rapproche du blanc, plus il est proche du pôle pur. La somme des trois canaux de l'image est égale à l'unité. Pour ces deux tests, les résultats sont affichés à l'aide d'une composition colorée (Figure 114). Une couleur primaire est attribuée à chaque image qui contient les coefficients des pôles purs. Dans le cas d'un mélange idéal, les extrémités de l'imagette sont composées par les couleurs primaires, le milieu des arrêtes par les couleurs complémentaires et le barycentre de l'image triangulaire par un gris moyen.

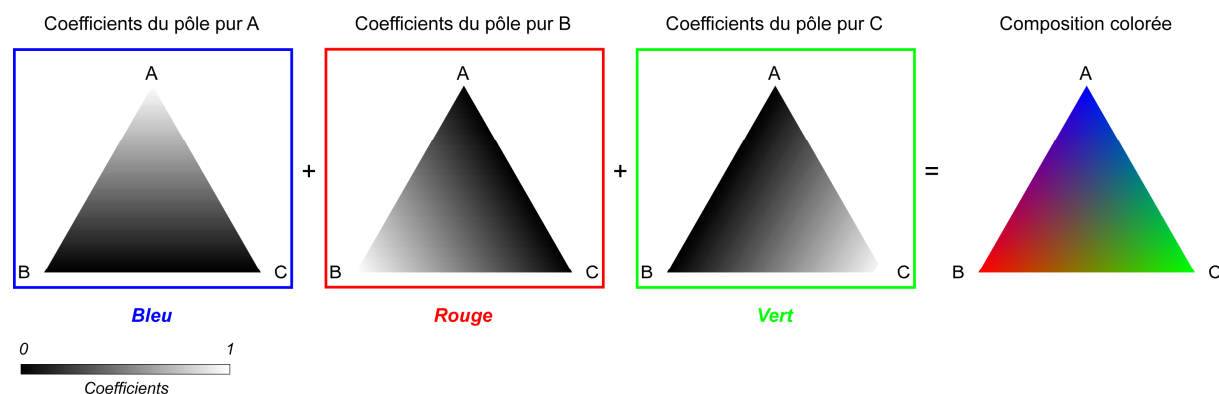


Figure 114 : Illustration de la signification de la composition colorée affichée pour chaque imagette. A chaque image qui contient les coefficients des pôles purs (niveaux de gris compris entre 0 et 1) est attribué une couleur primaire qui permet de la faire ressortir sur la composition colorée. Un mélange des trois pôles aboutit au gris moyen situé au barycentre de l'image triangulaire.

6.2.2.1 Tests effectués en utilisant la méthode inverse

L'identification des coefficients effectués sur les imagerie des deux séquences ophiolitiques construites avec les spectres de terrain converge vers un mélange idéal. Comme le montrent la Figure 115a et la Figure 116a, le gris moyen se situe au centre des images. Tous les pôles purs sont reconnus aux extrémités. Les couleurs complémentaires telles que le magenta, le cyan et le jaune, apparaissent au milieu de chaque arrête du triangle. Il est confirmé qu'au milieu des arrêtes les mélanges se font à part égale entre deux constituants.

Un résultat différent est obtenu lorsque ce même test est effectué sur les imagerie construites à partir des spectres de l'image et qui correspondent aux sites de mesure effectués sur le terrain. Dans le cas de l'imagerie de la séquence mantellaire, les extrémités composées par des dunites et par des harzburgites associées à des veines de carbonates interstitiels apparaissent respectivement en vert et en bleu (Figure 115b) suggérant des coefficients à 100% pour chacun de ces pôles extrêmes (Tableau 9). En revanche, l'extrémité du triangle attribuée aux harzburgites n'apparaît pas en rouge comme dans le cas précédent. Il est plutôt magenta. Cette coloration résulte des coefficients différents de 100% mais qui permettent de modéliser ce pixel extrême. Comme le montre le Tableau 9, il est modélisé par 58% du pôle harzburgite et par 42% du constituant harzburgite avec des carbonates interstitiels. Un comportement similaire est observé sur l'imagerie de la séquence crustale (Figure 116b). L'extrémité composée par le pôle pur wehrilite apparaît en bleu. En revanche, les coefficients suggérés par l'algorithme pour modéliser ce spectre correspondent à 99,17% du pôle wehrilite et 0,83% du constituant dykes (Tableau 10). De la même manière, le pôle pur qui correspond aux dykes est modélisé par 78% de ce constituant et par 22% du pôle wehrilite. Les valeurs de ces coefficients expliquent la teinte magenta observée pour l'extrémité du triangle.

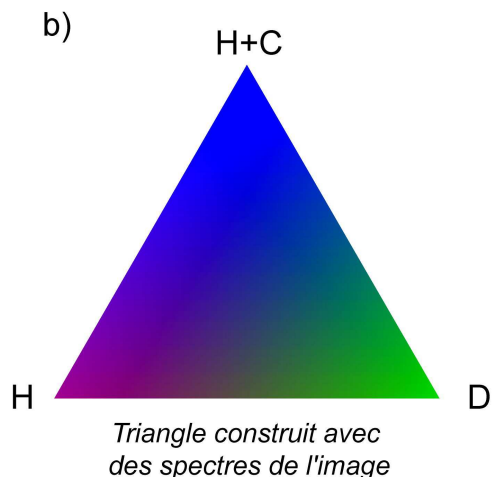
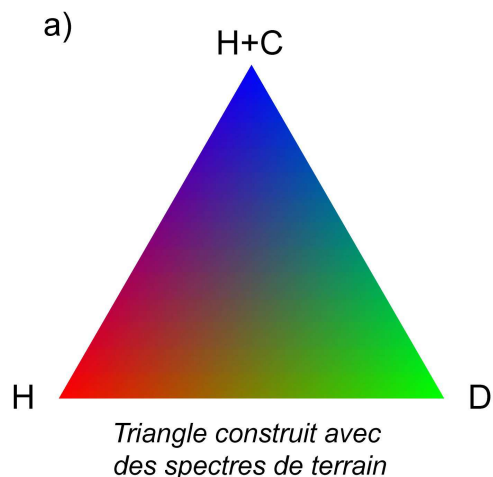
Tableau 9 : Coefficients (en %) des spectres de pôles purs calculés à partir d'une méthode inverse et directe expliquant les pixels extrêmes des imagerie présentées sur la Figure 112d et f respectivement.

Manteau	Méthode inverse				Méthode directe			
	H	D	H + C	Σ	Harz	Du	Harz SZ	Σ
H	51,83	-	48,17	100,00	100,00	-	-	100,00
D	-	100,00	-	100,00	-	100,00	-	100,00
H + C	-	-	100,00	100,00	-	-	100,00	100,00

Problème inverse

Spectres utilisés pour l'identification des mélanges:

- 3 Spectres de pôles purs



Problème direct

Spectres utilisés pour l'identification des mélanges:

- 3 Spectres de terrain (pôles purs)
- 63 Spectres synthétisés à partir de 3 pôles purs de terrain (pôles purs)

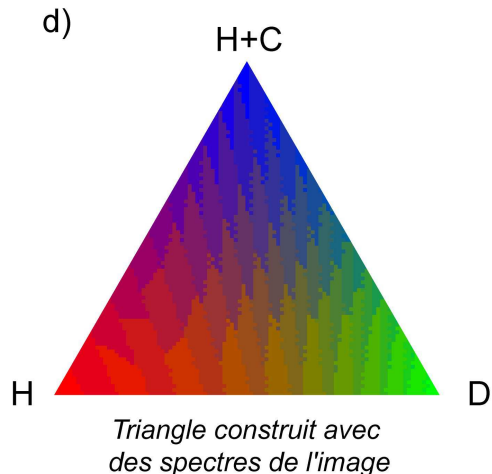
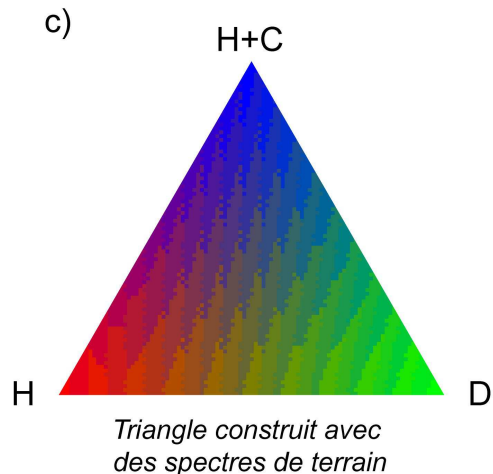
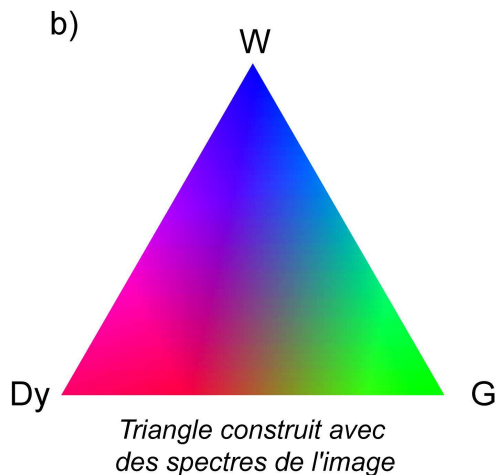
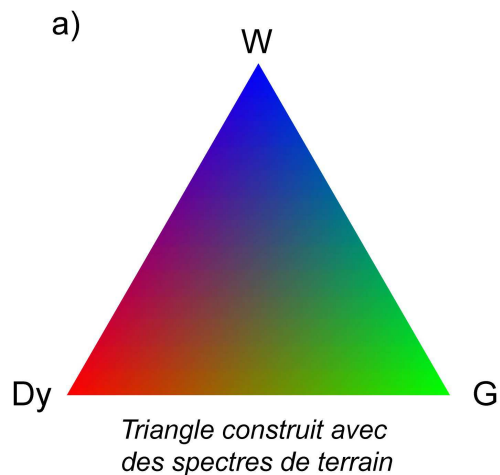


Figure 115 : Imagerie construite à partir des spectres de terrain (ASD) et de l'image (HyMap) présentés dans la Figure 112a et la Figure 112b respectivement traitées par la méthode inverse (a et b) et par la méthode directe (c et d). H= Harzburgite, D= Dunite, H+C= Harzburgite avec carbonates interstitiels.

Problème inverse

Spectres utilisés pour l'identification des mélanges:

- 3 Spectres de pôles purs



Problème direct

Spectres utilisés pour l'identification des mélanges:

- 3 Spectres de terrain (pôles purs)
- 63 Spectres synthétisés à partir de 3 pôles purs de terrain (pôles purs)

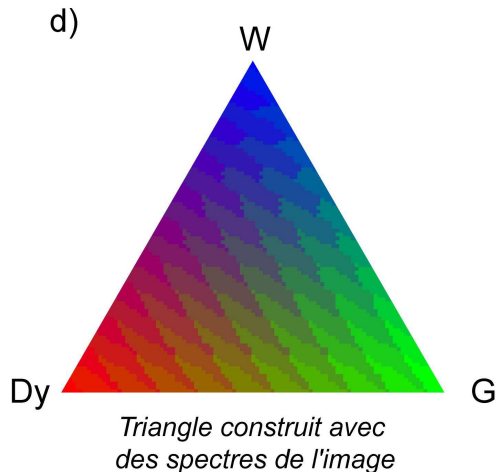
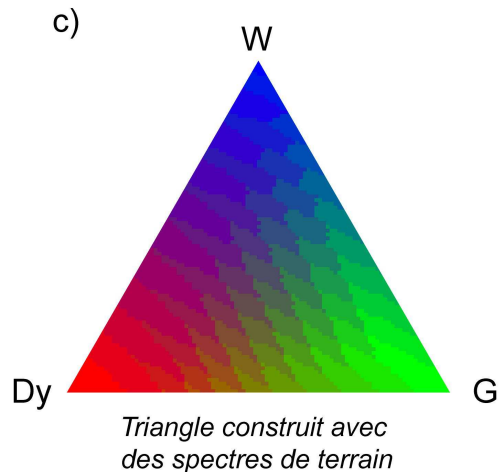


Figure 116 : Imagerie construites à partir des spectres de terrain (ASD) et de l'image (HyMap) présentés dans la Figure 113a et la Figure 113b respectivement traitées par la méthode inverse (a et b) et par la méthode directe (c et d). W= Wehlrite, G= Gabbro, Dy= Dykes.

Tableau 10 : Coefficients (en %) des spectres de pôles purs calculés à partir d'une méthode inverse et directe expliquant les pixels extrêmes des imagerie présentées sur la Figure 113d et f respectivement.

	Méthode inverse				Méthode directe			
Croûte	G	Dy	W	Σ	G	D	W	Σ
G	100,00	-	-	100,00	100,00	-	-	100,00
Dy	-	78,00	22,00	100,00	-	100,00	-	100,00
W	-	0,83	99,17	100,00	-	-	100,00	100,00

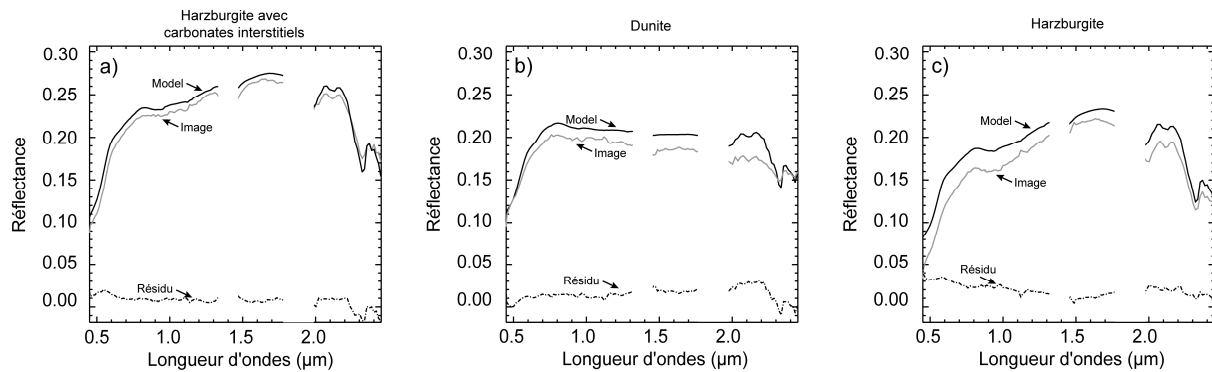


Figure 117 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode inverse (Tableau 9) pour une harzburgite et des carbonates interstitiels (a), pour une dunite (b) et pour une harzburgite (c). Le spectre du résidu montre les erreurs d'ajustement.

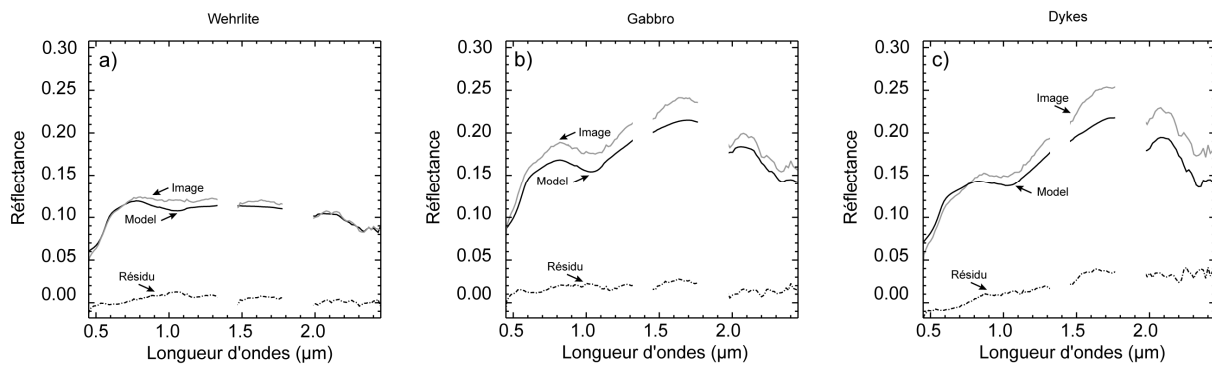


Figure 118 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode inverse (Tableau 10) pour une wehrlite (a), pour un gabbro (b) et pour un ensemble de dykes (c). Le spectre du résidu montre les erreurs d'ajustement.

La modélisation des spectres à partir des abondances obtenues par la méthode inverse permet de visualiser les défauts d'ajustement. Dans le cas de l'harzburgite avec carbonates interstitiels, même si le spectre modélisé est proche du spectre de l'image, un écart subsiste comme le montre le résidu (Figure 117a). La même remarque s'applique au spectre de la dunite dont la plus forte différence avec le spectre de pôle pur se manifeste au-delà de 2,00 µm (Figure 117b). Le spectre l'harzburgite est mal modélisé. Le résidu présente des valeurs proches de 0,2 sur toute la gamme spectrale (Figure 117c). La modélisation des spectres de la séquence crustale en utilisant les coefficients donnés par cette méthode

n'échappe pas aux mauvaises déterminations observées pour les spectres des lithologies caractéristiques du manteau. Dans le cas de la wehrlite, l'ajustement semble être correcte avec un faible résidu (Figure 118a). En revanche, le coefficient trouvé par l'algorithme pour le spectre de gabbro est de 100%, or celui-ci ne correspond pas exactement au spectre de l'image. Ce décalage est porté par le spectre du résidu (Figure 118b). Le spectre du pôle pur dykes est modélisé par 78% de ce constituant et 22% du pôle wehrlite s'éloignant de la solution notamment vers les plus grandes longueurs d'ondes (Figure 118c).

Une partie du résidu semble porter une information liée à l'albedo. Ce même test a été effectué en retirant la tendance sur l'ensemble des données (i.e., spectres de références et imagerie). Des résultats similaires ont été obtenus avec de très légères variations des coefficients sans améliorer le résultat final. Cette constatation suggère que les effets liés aux variations photométriques ne rentrent pas en jeu et que le mauvais ajustement vient du fait d'un mauvais choix des pôles purs. Ceci semble paradoxal puisque les spectres de l'image correspondent exactement aux sites où ont été effectuées les acquisitions de terrain.

En résumé, les coefficients obtenus par cette méthode ne rendent pas compte des observations effectuées sur le terrain et ceci pour des lithologies dont les spectres sont proches l'une de l'autre dans chaque séquences ophiolitiques.

6.2.2.2 Tests effectués en utilisant la méthode directe

L'utilisation de la méthode directe sur les imagerie conçues à l'aide des spectres acquis sur le terrain permet grâce aux teintes des couleurs primaires d'identifier les pôles purs aux extrémités des deux triangles. Les couleurs complémentaires suggèrent des mélanges entre deux des constituants au centre des arrêtes des imagerie (Figure 115c et la Figure 116d). Le résultat converge vers une solution idéale suggérant que cette méthode donne des coefficients équivalents à ceux obtenus à l'aide de la méthode inverse lors du traitement de la même imagerie.

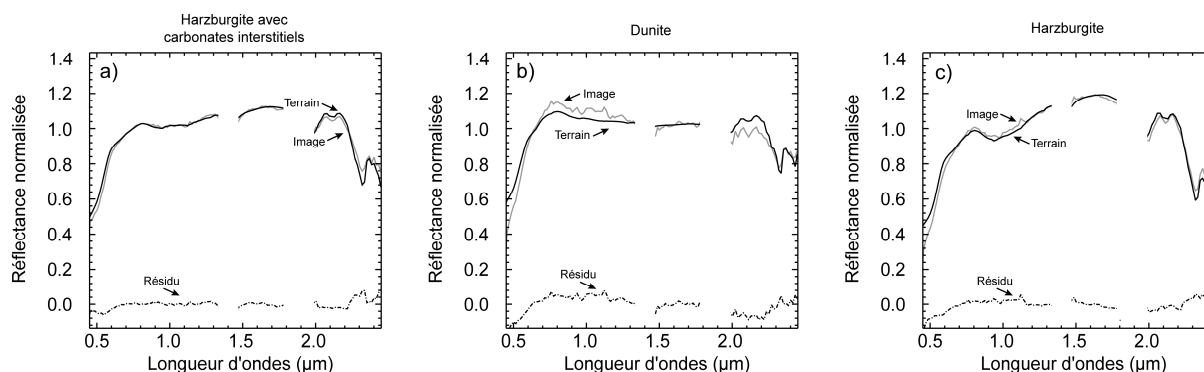


Figure 119 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode directe (Tableau 9) pour une harzburgite et des carbonates interstitiels (a), une dunite (b) et une harzburgite (c). Le spectre du résidu ainsi que les faibles valeurs de RMS confirment le bon ajustement obtenu en utilisant une méthode directe pour l'identification des mélanges à l'échelle d'un pixel homogène. Les flèches en noir montrent des points particuliers qui sont discutés dans le texte.

Lorsque cette méthode est appliquée sur l'imagette conçue à partir des spectres des pixels de l'image HyMap, les coefficients des pixels situés à l'extrémité des triangles sont à 100% pour chaque pôle pur (Figure 115d et la Figure 116d). Ce résultat est représentatif des observations effectuées sur le terrain (Tableau 9 et Tableau 10). Par ailleurs, un gris neutre occupe le barycentre de l'image et des valeurs intermédiaires sont retrouvées au milieu des arrêtes des triangles.

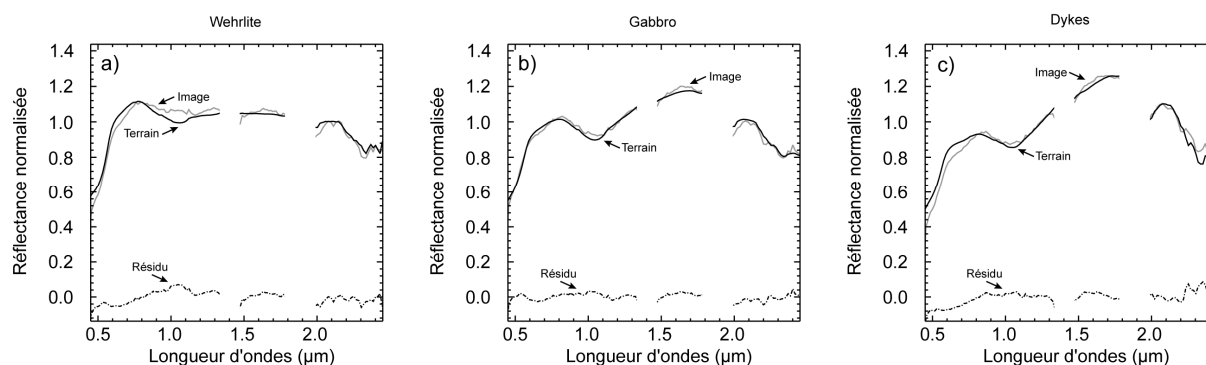


Figure 120 : Modélisation des spectres HyMap à partir des spectres de terrain ASD en utilisant les coefficients calculés par la méthode directe (Tableau 10) pour une wehrlite (a), un gabbro (b) et un ensemble de dykes (c). Le spectre du résidu ainsi que les faibles valeurs de RMS confirment le bon ajustement obtenu en utilisant une méthode directe pour l'identification des mélanges à l'échelle d'un pixel homogène. Les flèches en noir montrent des points particuliers qui sont discutés dans le texte.

La bonne qualité de modélisation obtenue est attestée par les faibles valeurs du résidu (Figure 119). Seuls quelques problèmes d'ajustement sont rencontrés entre 2,30 et 2,50 μm en raison d'un bruit plus élevé en limite de spectre.

En résumé, l'identification des coefficients par la méthode directe donne des résultats qui rendent compte des observations effectuées sur le terrain. Les différences rencontrées lors de l'ajustement sont liées au bruit de l'image. Malgré cela, le bon ajustement entre les données de l'image avec celles du terrain suggère que cette méthode est peu sensible au bruit à l'inverse de la méthode inverse qui nécessite une parfaite correspondance entre spectres de l'image et spectres des pôles purs de référence.

6.2.3 Conclusion

Les modèles de mélanges linéaires ne peuvent pas toujours être appliqués. Modéliser le spectre d'une roche à partir d'un ensemble de spectres de minéraux est une tâche difficile car un certain nombre de paramètres entrent en jeu (e.g., taille des cristaux, indices de réfraction, etc.). Ceci a été mis en évidence par la recherche d'un minéral interstitiel au sein d'une formation lithologique. L'exemple permettant de modéliser le spectre d'une surface contenant des carbonates intimement liés à des harzburgites a montré que l'utilisation du spectre des carbonates en tant que pôle pur sur des mélanges linéaires entraîne une sous-estimation de ce minéral. Ceci confirme que les mélanges qui ont lieu au

sein des roches sont complexes. Afin de pouvoir s'en affranchir et traiter le problème en ne travaillant qu'avec des mélanges linéaires au lieu de considérer des spectres de minéraux indépendants, il est plus simple de considérer le spectre d'une lithologie comme la réponse d'un assemblage de minéraux qui sont intimement liés. Puisque la cartographie géologique consiste à identifier la surface occupée par chaque faciès pétrologique, et non pas par celle des minéraux, des mélanges surfaciques permettront de rendre compte de l'occupation de ces lithologies au sein d'un pixel. Cette application est réalisée en faisant l'hypothèse que les différents matériaux présents dans la cellule de résolution d'un pixel couvrent des portions de surface suffisamment grandes et cohérentes et que la rugosité est assez limitée pour éviter l'interaction multiple des photons.

Les roches qui affleurent dans une région donnée et qui présentent de très légères variations minéralogiques ont des réponses spectrales très similaires. Seules quelques faibles variations de la forme des spectres permettront de les différencier. Par conséquent, le choix de la méthode à utiliser pour retrouver les coefficients de chaque lithologie est capital pour converger vers un résultat le plus proche possible de la réalité. En effet, le test des méthodes inverse et direct sur un ensemble de lithologies qui caractérisent un contexte ophiolitique a démontré que les résultats sont différents lorsqu'ils sont appliqués sur des images obtenues à partir de plateformes aéroportées.

L'échec de la méthode inverse vient en partie de la distorsion du signal provoqué par le changement d'échelle. Mais il résulte aussi du fait qu'il faut distinguer des pôles pétrologiques constitués d'un même assemblage minéralogique. La méthode est alors mise en défaut par le fait qu'elle tend à retrouver une partie des pôles purs minéralogiques qui se cachent à l'intérieur des pôles pétrologiques mais en proportions non linéaires. Sans les problèmes de mélange intime, la méthode inverse donnerait toujours le meilleur résultat.

Le retrait de la tendance, qui élimine les effets de diffusion de surface est en partie responsable du succès de la méthode directe qui consiste à créer tous les mélanges possibles. Ces résultats rejoignent ceux obtenus par des stratégies de ce type appliquées auparavant lors de la quantification de la biomasse sur des vasières (Méléder et al., 2003 ; Combe et al., 2005) et suggèrent que de telles méthodes peuvent être appliquées dans un contexte géologique. Cette méthode sera donc utilisée pour effectuer la cartographie des lithologies affleurant dans le Massif de Sumail en Oman traité dans le chapitre 9.

7. Etude sur les propriétés spectrales des roches et des sols affleurant dans la délimitation AOC de la région nantaise du Muscadet

Dans ce chapitre, l'altération des roches affleurant dans le vignoble nantais est étudiée. Dans un premier temps, la description de la minéralogie des roches-mères est effectuée, puis les différents profils pédologiques qui leur sont associés sont exposés. Cette première étape permettra d'identifier les phases minéralogiques présentes et leur évolution lors du développement du sol suite à l'altération météoritique en milieu tempéré. Dans un deuxième temps, nous étudierons les réponses spectrales des roches-mères et des différents horizons des sols qui se sont développés. Cette étape a pour objectif d'évaluer le potentiel de la télédétection hyperspectrale pour l'identification des phases minérales présentes dans les roches-mères et leurs altérites. Il s'agit de montrer s'il est possible ou non, à l'aide de cette technique, de mettre en évidence l'évolution verticale de la composition minéralogique consécutive au développement d'un sol, depuis la roche-mère jusqu'à la surface. On cherchera ainsi à voir s'il est possible d'avoir des indications sur la nature de la roche-mère à partir d'observations spectrales effectuées en surface grâce à des spectromètres de terrain ou aéroportés, aidant ainsi à la cartographie de ces roches. Des critères spectraux (e.g., position en longueur d'ondes d'une absorption) pourront alors être utilisés en ce sens. Finalement, l'analyse par diffraction X permet de valider et de compléter l'identification spectrale des principales phases minérales présentes.

7.1 Composition minéralogique des principales lithologies et leurs réponses spectrales associées

Parmi les formations géologiques cartographiées par l'équipe du BRGM sur les feuilles de Vallet et de Clisson au 1:50000^{ème} (c.f., Figure 2), seules les lithologies qui présentent des étendues surfaciques suffisamment importantes sont choisies. Il s'agit d'identifier leurs réponses spectrales en fonction des minéraux primaires et de leur cortège de minéraux secondaires d'altération. Les faciès concernés correspondent à des micaschistes, des gneiss, des amphibolites, des gabbros et des serpentinites silicifiées (c.f., Figure 2). Ces lithologies ont été décrites comme pouvant présenter des variations latérales de faciès (Marchand et al., 1969 ; Forestier et al., 1982). Ceci se traduit sur le terrain soit par une modification de la taille des cristaux, soit par l'apparition et/ou la disparition de certaines espèces minérales mineures.

Les mesures spectrales des surfaces fraîches (e.g., cassure fraîche ou surface sciée) et exposées ont été acquises à l'aide du spectromètre GER 3700 sous sa configuration de laboratoire entre 0,45 et 2,45 μm .

7.1.1 Micaschiste à biotite, muscovite et grenat

Ces micaschistes correspondent à ceux de la série de Mauges (c.f., Figure 2).

Macroscopiquement, les échantillons prélevés se caractérisent par un grain très fin à leur cassure en raison d'une forte abondance en quartz. L'aspect schisteux caractéristique est dû essentiellement aux micas noirs. Ces derniers donnent une apparence assez sombre aux échantillons par rapport à des micaschistes classiques, plus riches en mica blanc. Ce dernier minéral est tout de même observé à la surface des échantillons sous la forme de taches ocre.

En lame mince, les fortes teneurs en quartz (Tableau 11) sont confirmées (Figure 121a et b). Les cristaux sont arrondis. Ils font en moyenne 0,2 mm de diamètre et dépassent rarement 0,5 mm. En lumière polarisée analysée (LPA), ils présentent une extinction roulante. Parmi ces cristaux de quartz, sont identifiées des biotites qui marquent la schistosité de la roche. Celles-ci sont identifiables en lumière polarisée non analysée (LPNA) par une teinte brune pléochroïque. Les cristaux de biotite sont assez petits, rarement tabulaires. Ils forment généralement des paillettes faisant environ 0,2 mm de long et 50 μm de large. Un début d'altération est observé sur la bordure de ces cristaux. Ce phénomène leur donne un aspect plus jaunâtre en LPNA (Figure 121b). Cette décoloration est communément attribuée à une chloritisation des biotites (Roubault et al., 1963). Le fer évacué, s'accumule sous trois formes : i) sous la forme d'oxydes le long des clivages, ii) au contact avec les minéraux voisins, ou iii) le long de discontinuités majeures présentes dans la roche. Le mica blanc est identifié comme étant de la muscovite. Les teneurs en ce minéral sont un peu moins importantes que celles estimées pour le mica noir (Tableau 11). De plus, il est rarement altéré. Quelques feldspaths plagioclases sont reconnus dans cette roche. Du fait d'une taille similaire à celle des cristaux de quartz

et en raison de l'absence de la macle polysynthétique caractéristique, ils sont souvent confondus et par conséquent sous estimés. Des cristaux globuleux à fort relief faisant environ 0,1 mm de diamètre correspondent à des grenats. Ils témoignent du passé métamorphique reconnu dans la région (Cogné, 1966). En MLPA, ils sont isotropes. En revanche, comme pour la biotite, des traces d'altération sont observées en bordure mais aussi le long des craquelures (Roubault et al., 1963). Au niveau de ces dernières, les teintes de polarisation sont anormales, dans les jaunes du premier degré suggérant une déstabilisation en chlorite. *A contrario*, le cœur de ce minéral demeure frais et préserve l'anisotropie en LPA.

Cette lithologie est donc caractérisée par de fortes teneurs en quartz (~50%) qui confèrent à cette roche un aspect beaucoup plus grauwakeux que pellitique. La biotite et la muscovite marquent la schistosité. Le mica noir est plus abondant que le mica blanc et présente, comme pour le grenat, des traces de chloritisation.

Le spectre de la surface exposée de cette roche présente une bande peu marquée à 0,67 μm , ainsi qu'une bande plus large, bien marquée et profonde à 0,93 μm (Figure 122). Celles-ci sont respectivement liées aux processus électroniques des ions ferriques (Fe^{3+}) et ferreux (Fe^{2+}), présents dans la structure de la biotite et de la chlorite (Hunt et Salisbury, 1970) ainsi que les oxydes provenant de la déstabilisation de la biotite (Figure 123a) (Hunt et al., 1971a). L'absence de la bande à 0,67 μm et l'atténuation de celle à 0,93 μm observée pour le spectre de la surface non exposée suggèrent que l'altération des biotites en oxyde de fer est plus intense en surface, là où l'altération de la biotite est plus importante. Dans l'infrarouge à courte longueur d'onde, deux bandes sont identifiées à 1,40 et à 1,90 μm . Ces absorptions sont relativement profondes et associées à deux phénomènes : à la vibration des groupements -OH et à celle de la molécule d'eau (H_2O) que l'on trouve dans la composition de la chlorite et de la muscovite (Figure 123a) (Hunt et Salisbury, 1970). La réponse spectrale de cette dernière est caractérisée de plus par une bande symétrique centrée à 2,20 μm identifiée par de nombreux travaux (Hunt et Salisbury, 1970, 1976 ; Hunt et al., 1973 ; Hunt, 1977 ; Duke, 1994 ; Longhi et al., 2000, 2001), attribuable à la vibration du groupement Al-OH. Cependant, la profondeur de cette bande est relativement faible par rapport à ce qui est décrite dans la littérature. Cette caractéristique est liée d'une part à la taille réduite des cristaux de muscovite empêchant une bonne absorption du rayonnement et d'autre part au mélange intime avec d'autres phases minérales plus nombreuses et qui ne présentent pas d'absorptions dans cet intervalle de longueurs d'ondes (e.g., biotite).

Comme le montre la Figure 122, la signature spectrale des surfaces fraîche et exposées ne semble pas similaire dans l'infrarouge. Les principales différences sont observables entre 0,45 et 1,30 μm dues à la déstabilisation de la biotite.

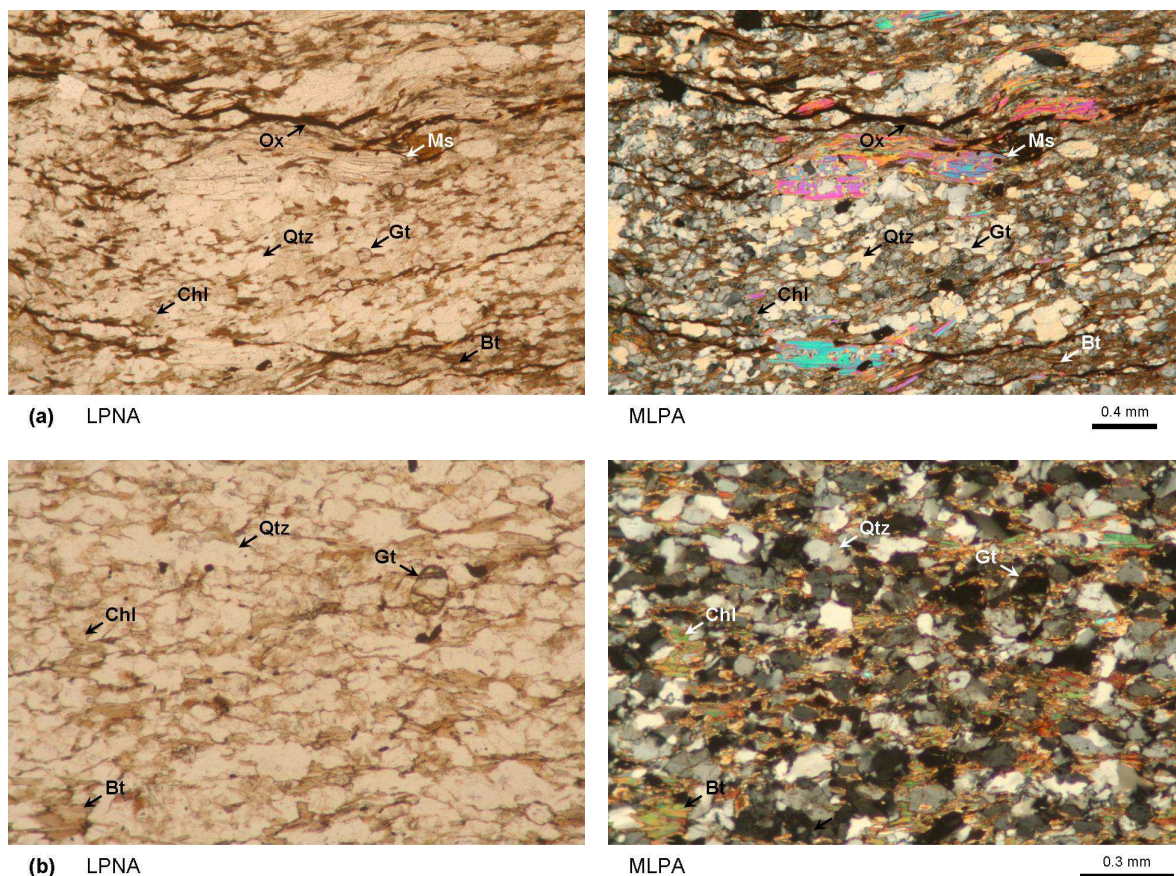


Figure 121 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA²⁵) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'un micaschiste à biotite, muscovite et grenat. Qtz= quartz, Bt= biotite, Ms= muscovite, Chl= chlorite, Gt= grenat, Ox= oxydes de fer.

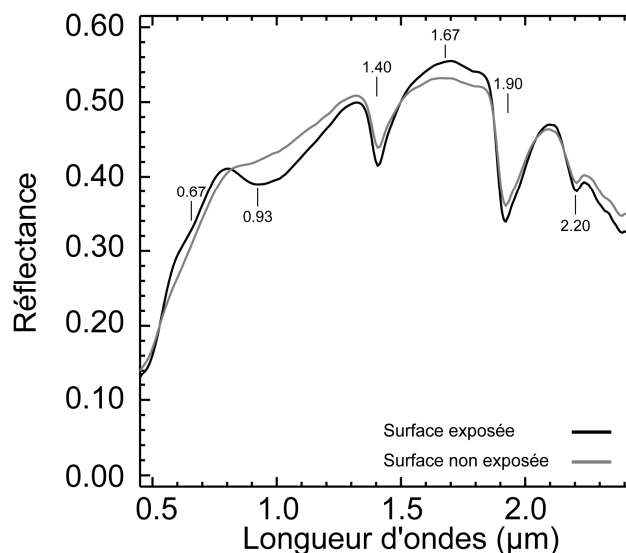


Figure 122 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de micaschiste à biotite, muscovite et grenat. Les lignes verticales indiquent la position en longueurs d'onde des bandes d'absorption et du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une description plus complète.

²⁵ Pour la conception des images en maximum de lumière polarisée analysée le lecteur est invité à consulter l'Annexe 2.

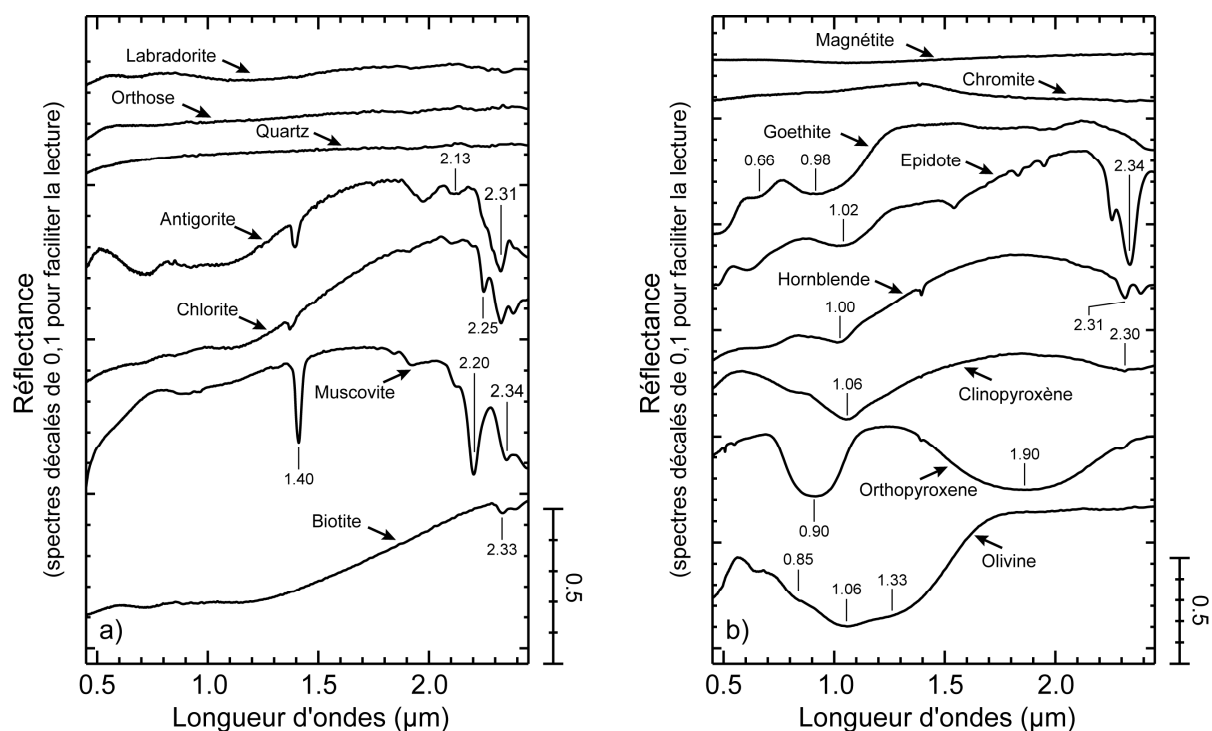


Figure 123 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993). Ces spectres sont présentés dans l'intervalle compris entre 0,45 et 2,45 μm afin de faciliter la compréhension de la signature caractéristique des différentes lithologies décrites dans cette section. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'ondes des absorptions caractéristiques pour chaque minéral.

Tableau 11 : Composition modale moyenne (en %) estimée pour chaque lithologie.

Espèce minérale	Faciès lithologiques				
	Micaschiste	Gneiss	Amphibolite	Gabbro	Serpentinite silicifiée
Quartz	50	35	10	-	76
Plagioclase	8	10	10	56	-
Feldspath potassique	-	10	-	-	-
Muscovite	14	18	-	-	-
Biotite	20	20	-	-	-
Chlorite	4	3	-	-	2
Olivine	-	-	-	10	-
Hypersthène (OPx)	-	-	-	10	-
Diopside (CPx)	-	-	-	10	-
Amphibole	-	-	68	10	-
Epidote	-	-	4	-	-
Antigorite	-	-	-	-	2
Grenat	2	2	-	-	-
Sphène	-	-	2	-	-
Oxydes de fer	1	2	6	4	20

7.1.2 Gneiss à biotite et muscovite

Les échantillons proviennent des communes du Loroux-Bottereau et du Landreau (c.f., Figure 2). Marchand et al. (1969) attribuent une histoire différente pour les roches affleurant en ces deux lieux. Pour le Loroux-Bottereau, la roche aurait subi une fusion partielle (i.e., gneiss anatectique à biotite). Pour la région du Landreau, au sud-ouest de la première, il s'agit du passage d'un micaschiste vers un faciès plus gneissique avec l'apparition de cristaux de feldspaths potassiques et une augmentation de la taille des paillettes de mica. Par contre, du point de vue minéralogique, ces deux faciès de gneiss présentent des caractéristiques similaires et par conséquent seront décrits comme un seul ensemble.

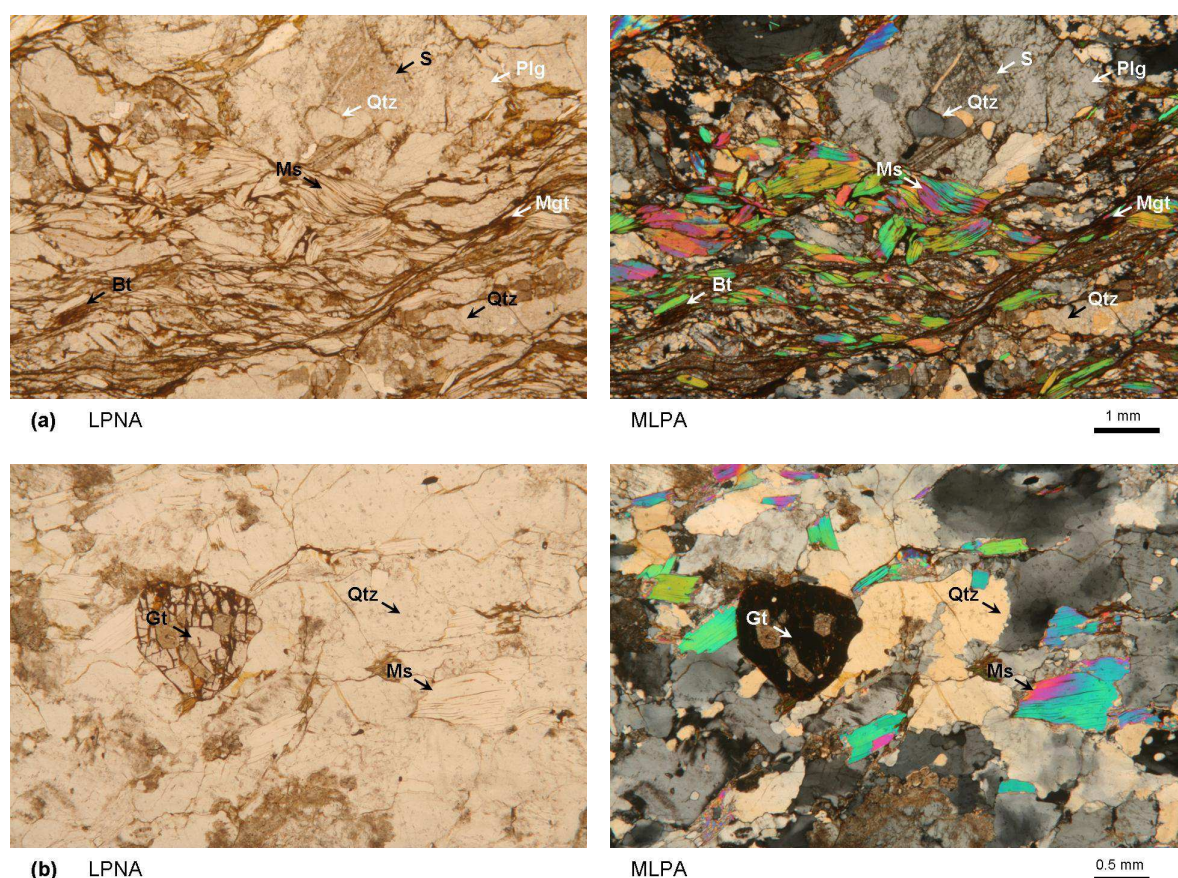


Figure 124 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'un gneiss à biotite et muscovite. Qtz= quartz, Bt= biotite, Ms= muscovite, Gt= grenat, S= séricite.

D'une manière générale, cette roche présente les mêmes minéraux que ceux décrits dans le paragraphe précédent. La différence est liée à une variation de la composition modale des espèces déjà présentées (Tableau 11), par l'apparition de cristaux de feldspaths potassiques et par une augmentation de la taille des grains (Figure 124a et b). Deux générations de quartz sont identifiées. La première concerne des cristaux pouvant atteindre jusqu'à 1 mm de diamètre et caractérisés par une extinction roulante en LPA. La seconde correspond à des cristaux plus petits qui font moins de 0,5 mm et qui

présentent une extinction normale en LPA. Ces cristaux de deuxième génération cristallisent autour des gros cristaux de feldspath qui atteignent jusqu'à 2 mm (Figure 124a). Ils sont facilement identifiables sur les échantillons macroscopiques et définis comme des "yeux" de feldspaths. Les feldspaths plagioclases peuvent parfois présenter des débuts d'altération comme le montre la Figure 124a. Un ensemble de taches microscopiques apparaissent au cœur des cristaux leur conférant un aspect sale. Ces paillettes cryptocristallines correspondent à un mica très fin, décrit comme étant de la séricite (Roubault et al., 1963). Elle témoigne des premiers stades de l'altération hydrothermale des feldspaths. Lorsqu'elle est plus intense, certains cristaux de feldspath apparaissent complètement pseudomorphosés par la séricite. La foliation de la roche est marquée par des cristaux de biotite et de muscovite. Celle-ci est parfois très serrée donnant un aspect schisteux à la roche (Figure 124a). Comme pour les micaschistes, des biotites en cours de chloritisation sont observées. En revanche, les grenats globuleux qui atteignent ici jusqu'à 1 mm de diamètre demeurent relativement frais (Figure 124b).

En résumé, les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques du gneiss se différencient des micaschistes par:

- des cristaux de quartz et de feldspaths de plus grande taille,
- la présence de feldspaths potassiques,
- une teneur en mica légèrement plus élevée et qui représente plus d'un tiers de la composition modale de la roche,
- la présence de phénomènes d'altération des feldspaths en séricites, qui contribuent à augmenter la proportion de phyllosilicates dans la roche.

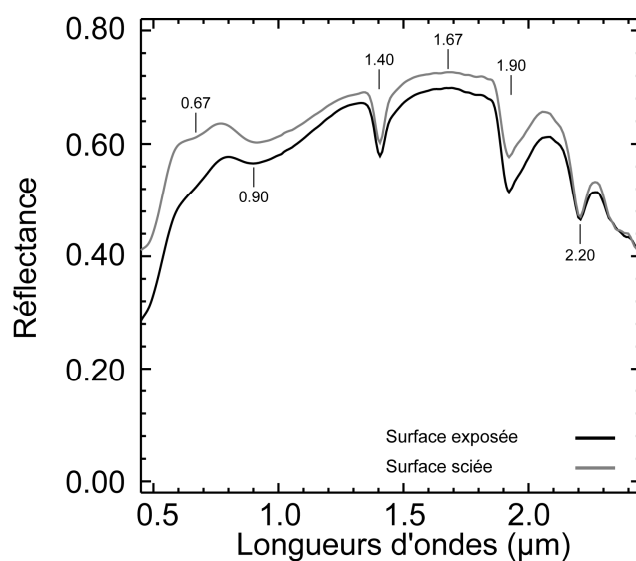


Figure 125 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de gneiss à biotite et muscovite. Les lignes verticales indiquent la position en longueurs d'onde des bandes d'absorption et du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.

La signature spectrale des surfaces exposées et fraîches de cette roche présente de très légères différences (Figure 125). Elles sont principalement observées dans le visible avec une légère augmentation des valeurs de réflectance pour le spectre de la surface fraîche. Ce phénomène est attribué à la diffusion de la lumière créée par le trait de scie. La forte similitude sur le reste du spectre entre ces deux mesures suggère une faible altération de la surface de l'échantillon analysé. Le domaine du visible proche infrarouge est marqué par une bande étroite à 0,67 μm due aux processus électroniques des ions Fe^{3+} . Une absorption plus large qui s'étend de 0,70 à 1,30 μm , centrée aux alentours de 0,90 μm est quant à elle attribuée aux ions Fe^{2+} . Ces deux bandes sont la réponse spectrale des oxydes de fer, des biotites et dans une moindre mesure des chlorites (Figure 123a) (Hunt et Salisbury, 1970). Les bandes d'absorptions centrées à 1,40 et 1,90 μm sont liées aux vibrations des hydroxyles des minéraux hydratés tels que la muscovite et la séricite (Figure 123a). La présence de celle-ci est confirmée par un maximum de réflectance à 1,67 μm et notamment par une bande étroite et symétrique à 2,20 μm , identifiée également dans d'autres roches métamorphiques de ce type (Hunt et Salisbury, 1970 ; 1976 ; Hunt et al., 1973 ; Hunt, 1977 ; Duke, 1994 ; Longhi et al., 2000, 2001). La profondeur de la bande à 2,20 μm de la muscovite est beaucoup plus importante que celle observée pour les micaschistes alors que le rapport biotite/muscovite demeure proche. Cette distinction est très certainement liée à une taille de grains plus importante favorisant une meilleure absorption de la lumière par la muscovite. Même si les feldspaths sont abondants (e.g., ~20%), ils ne sont pas identifiables en raison de leurs spectres relativement plats entre 0,45 et 2,45 μm (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973).

7.1.3 Amphibolite

Les échantillons d'amphibolite proviennent du secteur situé au nord du Landreau. Une pincée de cette lithologie demeure coincée entre les serpentinites de la Butte de la Roche et les micaschistes de Mauges (c.f., Figure 2).

L'amphibolite est identifiée sur le terrain par une couleur vert sombre caractéristique, donnée par les cristaux d'amphibole. Ils marquent une fine schistosité. De nombreuses taches d'oxydation sont présentes autour de ces cristaux. En surface, cette roche est également définie par d'abondants cristaux blancs avec une coloration orange qui donnent à la roche un aspect "moucheté". Ces observations sont confirmées en lame mince (Figure 126a et b). L'amphibole verte, pléochroïque en LPNA, est la phase minérale la plus abondante de la roche avec des proportions pouvant atteindre 70% (Tableau 11). Elles sont sous la forme de cristaux prismatiques dont la taille est comprise entre 0,5 et 1,5 mm. Les plans de clivages à 124° sont souvent marqués par de nombreuses accumulations d'oxydes de fer. On rencontre également des cristaux de quartz parmi les amphiboles. Ils font moins de 0,3 mm (Figure 126b) et sont souvent associés à des feldspaths plagioclases reconnus en LPA par leurs macles polysynthétiques. En revanche, lorsque celles-ci sont absentes, ils sont facilement confondus avec le quartz. La taille des cristaux de plagioclase est de l'ordre de 0,2 mm (Figure 126b). Des cristaux

d'épidote et de sphène de taille inférieure à 50 μm sont également présents mais en quantité moindre (Tableau 11).

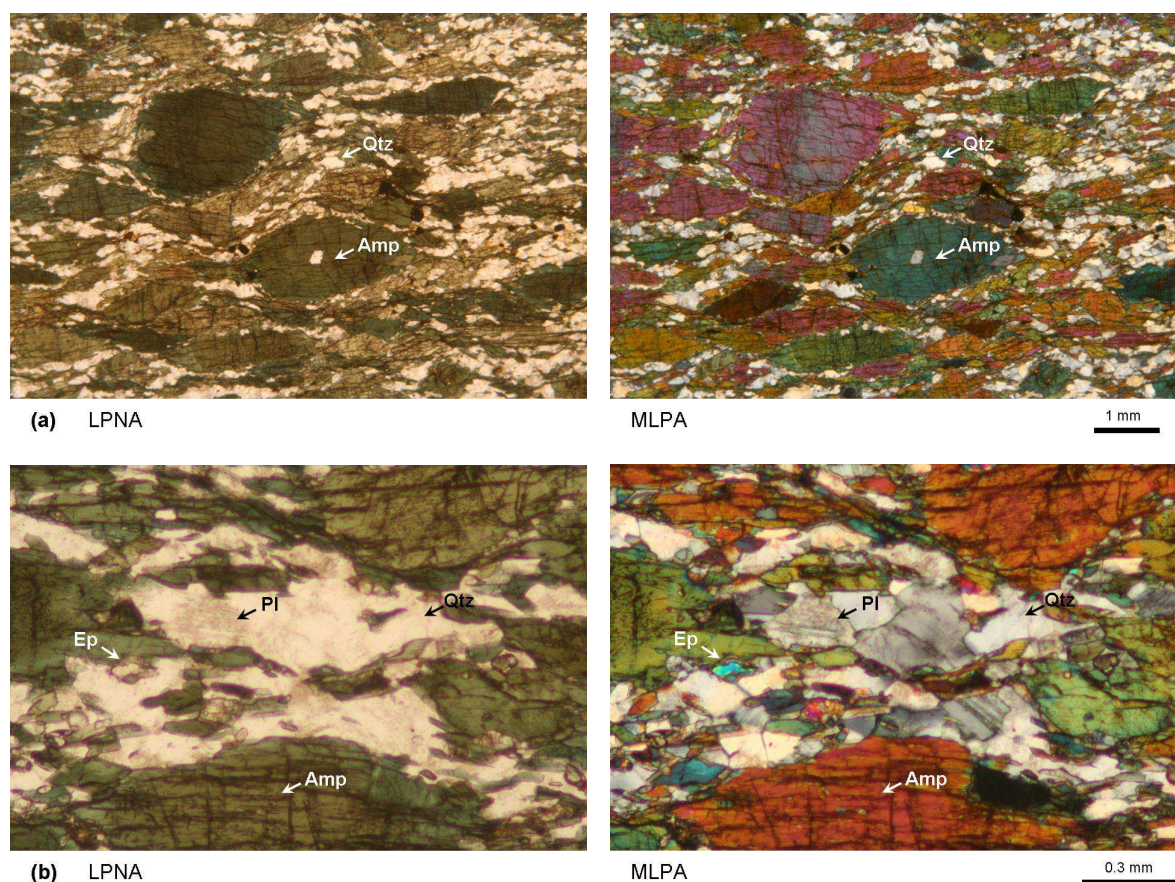


Figure 126 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'une amphibolite à deux grossissements différents. Qtz= quartz, Amp= amphibole, Pl= plagioclase, Ep= épidote.

La forte teneur en amphiboles se manifeste sur le spectre de la surface fraîche des échantillons (Figure 127). Des bandes d'absorption centrées à 0,67 et à 1,00 μm sont respectivement liées aux ions ferreux et ferriques de ce minéral (Figure 123b) (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973 ; Hawthorne, 1981). Par ailleurs, un maximum de réflectance caractéristique de l'amphibole est observé à 1,80 μm . Dans l'intervalle de longueurs d'ondes compris entre 2,00 et 2,45 μm , deux étroites bandes d'absorptions à 2,31 et 2,38 μm sont reconnues. Elles sont interprétées comme étant le résultat de la vibration des groupements Mg-OH (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973). Les bandes liées à la présence d'eau sont peu intenses. C'est le cas de l'absorption à 1,40 μm par rapport à celle située à 1,90 μm . La taille des cristaux d'épidote et leur faible abondance par rapport à l'amphibole ne modifie pas les bandes d'absorptions de cette dernière (Figure 123b). En revanche, elles peuvent éventuellement contribuer au maximum de réflectance proche de celui de l'amphibole (Hunt et al., 1973). Le spectre de la surface exposée présente une légère variation dans le visible proche infrarouge

par rapport à la surface sciée. La forme de la bande à 1,00 μm change. Elle devient plus étroite et son centre se déplace vers 0,90 μm suggérant une déstabilisation de l'amphibole en goëthite. Les bandes d'absorptions observées dans l'infrarouge demeurent intactes.

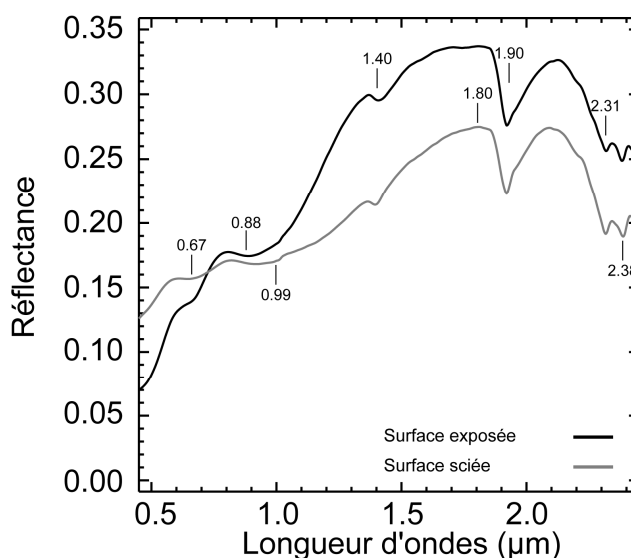


Figure 127 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon d'amphibolite. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'onde des bandes d'absorption ainsi que du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.

7.1.4 Gabbro à olivine à texture coronitique

Dans le Massif du Pallet (c.f., Figure 2), différents faciès de gabbro sont identifiés en surface (Brillanceau, 1964 ; Aubouin et al., 1969). Afin de comparer cette lithologie aux autres affleurant dans la région, le faciès étudié ici correspond à un gabbro à olivine (Lacroix, 1899 ; Lasnier, 1970). Une étude plus approfondie des roches caractérisant ce Massif sera traitée dans le chapitre suivant.

Le gabbro est profondément affecté par l'altération superficielle. Il se débite en blocs arrondis très résistants définissant une arène gabbroïque. Les échantillons macroscopiques de gabbro présentent une coloration gris-bleu avec de nombreuses taches brunes de pyroxènes très sombres.

En lame mince, cette roche est définie par des cristaux tabulaires de feldspath plagioclase faisant en moyenne 1 mm de long et 0,5 mm de large. Les interstices laissés par ces cristaux sont comblés par des clinopyroxènes pœcilitiques riches en minéraux de démixion qui leur confère un aspect sombre (Figure 128a). On observe environ 10% d'olivine (Tableau 11 et Figure 128b). Ces cristaux sont globuleux et sont souvent caractérisés par des craquelures marquées par des oxydes de fer provenant de la déstabilisation de l'olivine. A cette minéralogie primaire d'origine magmatique s'ajoute une série de minéraux secondaires d'origine métamorphique. Autour des olivines, se développe une première couronne réactionnelle d'orthopyroxènes ayant un développement centripète en fibres radiales mal définies et incolores en LPNA (Figure 128b). Une deuxième couronne à développement

centrifuge se forme autour de la première. Celle-ci présente une teinte grise et verte. Elle est composée par un assemblage symplectitique entre des amphiboles (actinote) et des spinels (chromite) (Lasnier, 1970). Cette dernière couronne s'étend au dépend des plagioclases et finit par donner un contour arrondi ou "grignoté" aux feldspaths.

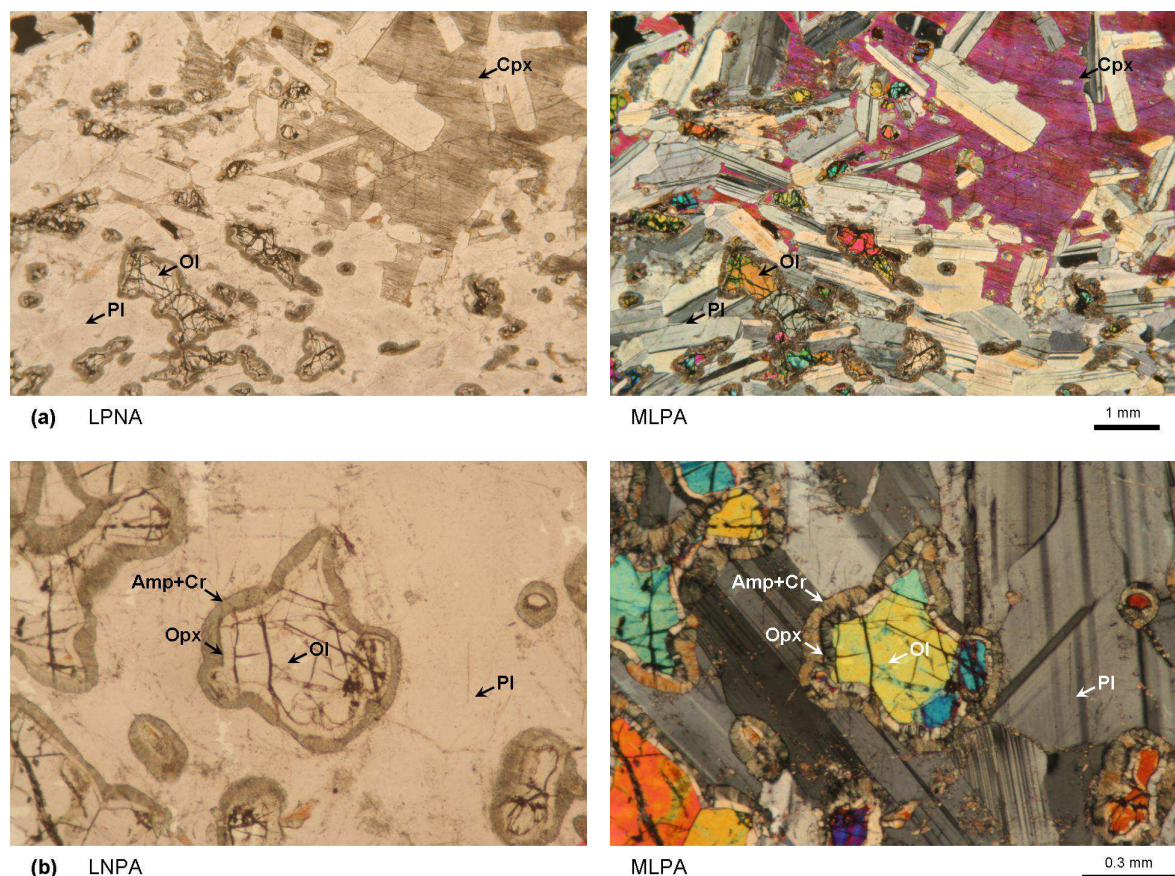


Figure 128 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'un gabbro à olivine. Cpx= clinopyroxène, Opx= orthopyroxène, OI= olivine, Pl= plagioclase, Cr= chrome.

La signature spectrale de cette lithologie est caractérisée par des valeurs de réflectance très faibles (i.e., inférieure ou égale à 15%), ce qui pose un problème avec le spectromètre GER équipé de la fibre optique (Figure 129). En effet, au-delà de 2,20 μm , le bruit instrumental est supérieur au signal acquis ce qui crée un artefact. Il se traduit par une chute des valeurs de réflectance.

La réponse spectrale caractérisant la surface sciée de ce faciès montre deux larges bandes dues aux transitions électroniques du fer contenu dans les pyroxènes (Figure 123b) (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1974 ; Singer, 1981). En effet, la première absorption est centrée à 0,98 μm tandis que la seconde, plus large se situe entre environ 1,50 et 2,10 μm (c.f., Figure 129). Une étroite bande liée aux groupements hydroxyles, centrée à 1,90 μm , empêche l'identification exacte de la position en longueur d'ondes de la deuxième bande des pyroxènes. Comme il sera discuté dans le chapitre suivant,

de nombreuses inclusions d'opakes présentes dans les clinopyroxènes et amphiboles inhibent la réponse de ces minéraux. Ce phénomène explique que ce spectre est principalement défini par la signature de l'orthopyroxène d'origine métamorphique. Une telle réponse induit en erreur par rapport à la définition minéralogique d'un gabbro au sens strict, dépourvu d'orthopyroxènes mais composé de clinopyroxènes.

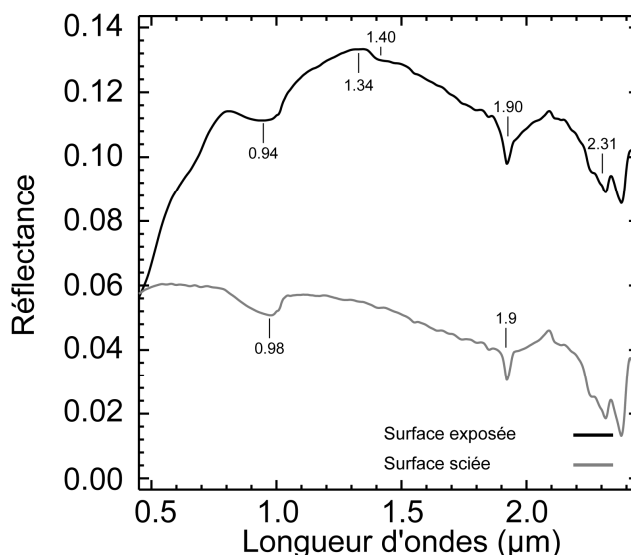


Figure 129 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de gabbro à olivine. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'onde des bandes d'absorption ainsi que du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.

Le spectre de la surface exposée présente un comportement similaire et présente les mêmes absorptions que celui de la surface fraîche. Seule la forme générale change. Cette forme s'explique dans le visible proche infrarouge par le chevauchement des absorptions de l'orthopyroxène et de la goëthite. Ce dernier produit provient de la déstabilisation des minéraux ferromagnésiens par les agents météoritiques. En revanche, dans l'infrarouge à courte longueur d'onde, la signature est dominée par la réponse de l'orthopyroxène. La signature de l'olivine est absente, sans doute masquée par le mélange intime avec d'autres phases minérales qui l'entourent et qui sont plus abondantes.

7.1.5 Serpentine silicifiée

Les roches affleurant au niveau de la Butte de la Roche (c.f., Figure 2) sont décrites par de nombreux travaux comme des péridotites à pyroxène ayant subi un processus classique de serpentinisation (Cogné 1966 ; Marchand et al., 1969). Toutefois, ce lieu a un caractère remarquable parmi les autres massifs de ce type en France en raison de l'intense silicification d'origine météoritique affectant la serpentine initiale. L'origine de ce phénomène paraît être récent, datant du Tertiaire ou du Quaternaire (Marchand et al., 1969).

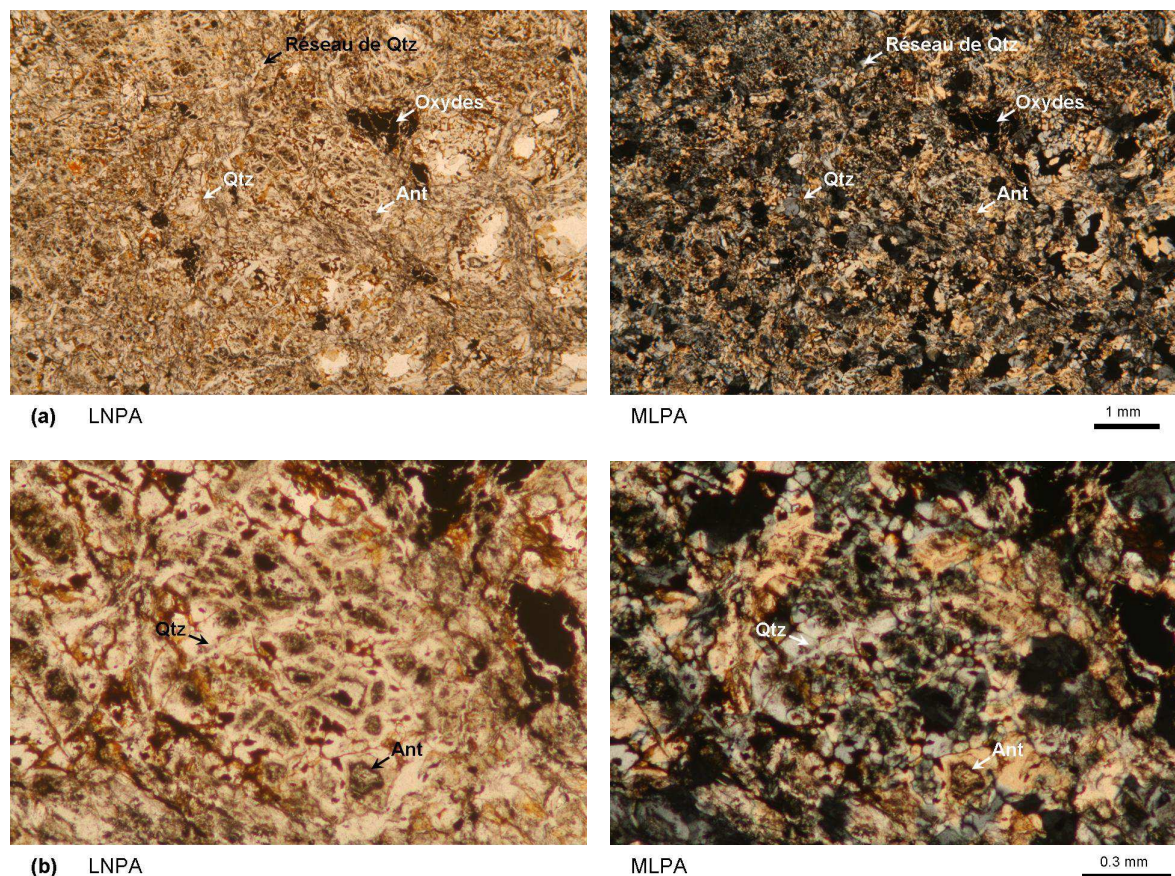


Figure 130 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux caractéristiques d'une serpentinite fortement silicifiée. Qtz= quartz, Ant= antigorite, Ox= oxydes de fer.

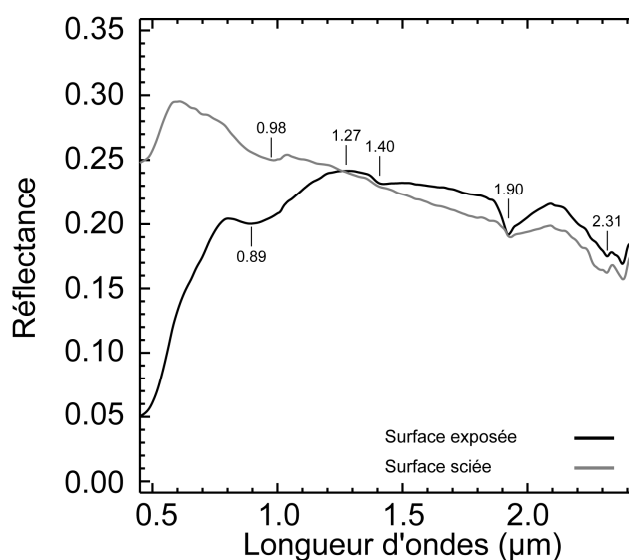


Figure 131 : Spectres de réflectance des surfaces caractéristiques d'un échantillon de serpentinite silicifiée. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'onde des bandes d'absorption ainsi que du maximum de réflectance. Se référer au texte pour une discussion plus complète.

L'observation macroscopique des échantillons montre un aspect poreux et une teinte rouge qui est probablement liée à la présence d'oxydes de fer. L'analyse microscopique de cette roche est illustrée par les Figure 130a et b. La silicification entraîne la formation d'un réseau de quartz marquant l'ancienne limite des cristaux d'olivine et de pyroxène. De l'antigorite est trouvée à l'intérieur des cloisons. Elle présente une structure maillée qui parfois peut rester intacte (Figure 130b). Ces cristaux sont jaunes en LPNA avec de nombreuses inclusions d'opakes lui donnant une très faible biréfringence en MLPA. Le plus souvent cette serpentine est altérée, laissant l'emplacement vide.

Le spectre de la surface fraîche d'une serpentinite silicifiée présente un aspect relativement plat, avec une pente négative vers les plus grandes longueurs d'ondes (Figure 131). Ce phénomène est attribué à la diffusion de la lumière créée par le trait de scie. Par ailleurs, l'absence d'absorptions majeures résulte des propriétés spectrales du quartz dans cet intervalle d'analyse (Figure 123a) (Hunt et Salisbury, 1970). Une légère bande est tout de même observée aux alentours de 0,98 μm . Elle est liée aux nombreux oxydes de fer. Elle devient plus intense sur le spectre de la surface exposée et sa position se décale vers 0,94 μm . Le comportement du spectre au-delà de 1,40 μm demeure identique à celui de la surface sciée. En revanche, les absorptions liées aux groupements -OH à 1,40 et à 1,90 μm , qui n'étaient pas visibles sur le spectre de la surface fraîche, apparaissent. Les résidus d'antigorite identifiés en lame mince ne semblent pas être suffisants pour donner les bandes d'absorption caractéristiques des serpentines (Figure 123a). Seule la bande associée aux vibrations du groupement Mg-OH est observée à 2,31 μm (King et Clark, 1989 ; Post et Borer, 2000). Néanmoins, affirmer sa présence dans cet intervalle est délicat en raison du bruit instrumental.

7.1.6 Conclusions

Les cinq lithologies étudiées présentent des compositions minéralogiques différentes. Cependant, parmi ces formations, certaines ont des compositions minéralogiques proches. Elles sont alors différenciées par la teneur et la taille des minéraux qui sont présents. C'est le cas des micaschistes et gneiss (Tableau 12). Pour les premiers, les cristaux sont pour la plupart très petits (i.e., compris entre 0,2 et 0,5 mm), mais beaucoup plus grands (i.e., compris entre 0,5 et 2 mm) pour les seconds. Des traces d'altération sont observées dans ces deux lithologies. La biotite se chloritise et libère des oxydes de fer qui s'accumulent le long des clivages ou autour des cristaux environnants, tandis que les feldspaths se séricitisent faisant augmenter la proportion de micas. Faire la différence entre les spectres de micaschistes et de gneiss est laborieux du fait que ces deux roches ont des signatures similaires (Tableau 12). Leur réponse spectrale est marquée dans le visible proche infrarouge par des bandes d'absorption peu profondes liées aux processus électroniques des ions ferriques et ferreux contenus dans la biotite, la chlorite ou les oxydes de fer (Tableau 12). Dans l'infrarouge, la signature est plutôt caractérisée par une bande d'absorption à 2,20 μm due à la vibration du groupement Al-OH de la muscovite. Ce critère spectral marque la différence avec les trois autres lithologies riches en ferromagnésiens tels que les amphibolites, les gabbros et les serpentinites silicifiées dont la signature

spectrale est définie par les effets d'autres molécules ou ions. La différence entre les gabbros à olivine et les amphibolites se traduit dans le visible proche infrarouge par deux absorptions produites par l'amphibole à 0,67 et à 0,88 μm avec un léger décalage sur le spectre de la surface fraîche, et par une seule bande bien marquée autour de 0,94 et 0,98 μm pour le spectre de gabbro (Tableau 12). L'infrarouge à courte longueur d'onde est quant à lui caractérisé par une absorptions à 1,40 μm sur le spectre de l'amphibolite, non visible sur le spectre du gabbro et par d'étroites bandes à 2,31 et 2,38 μm liées à la vibration du groupement Mg-OH des amphiboles (Tableau 12). Le maximum de réflectance peut également être utilisé pour discriminer ces deux lithologies. Il se décale respectivement de 1,30 à 1,80 μm en fonction de la teneur en pyroxènes ou en amphiboles. Le spectre des serpentinites silicifiées présente des bandes associées à des oxydes de fer entre 0,45 et 1,30 μm , tandis que dans l'infrarouge la signature est plate et ne montre qu'une chute de la réflectance à partir de 2,31 μm , phénomène associé à la présence de traces d'antigorite (Tableau 12).

Les lithologies riches en quartz et en micas sont caractérisées par des valeurs de réflectance plus élevées que celles des roches abondantes en ferromagnésien. Cette différence est liée à l'absence de bandes d'absorption du quartz et du feldspath dans ce domaine de longueurs d'ondes

D'une façon générale, les spectres des surfaces fraîches et exposées des roches ne présentent pas de différences majeures en dehors d'une modification de la forme des bandes d'absorptions dans le visible. Elles seraient liées aux processus électroniques des ions ferriques et ferreux et donc à l'oxydation de la surface exposée. Dans l'infrarouge à courte longueur d'onde, les principales différences sont soulignées par une augmentation de la profondeur des bandes à 1,40 et à 1,90 μm sur les spectres des surfaces exposées en raison de l'hydratation des minéraux. Ces résultats démontrent que les surfaces des roches en climat tempéré sont constamment renouvelées du fait de l'exfoliation produite par des agents externes (i.e., physiques et chimiques) responsable de la formation d'un sol.

Tableau 12 : Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques et spectrales des lithologies rencontrées dans cette étude. Les minéraux en gras sont ceux qui s'expriment sur le spectre. Les minéraux en italique ont une légère influence sur certaines absorptions. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte.

Lithologies	Minéralogie	Bandes d'absorptions (µm)	
		Surface fraîche	Surface exposée
Micaschistes à biotite, muscovite et grenat	- Quartz		
	- Plagioclase		0,67 (f)
	- Muscovite	0,98 (f)	0,98 (m)
	- <i>Biotite</i>	1,40 (F)	1,40 (F)
	- <i>Chlorite</i>	1,90 (F)	1,90 (F)
	- Grenat	2,20 (m)	2,20 (m)
	- Oxyde de fer		
Gneiss à biotite et muscovite	- Quartz		
	- Plagioclase		
	- Fds. Potassique	0,98 (m)	0,98 (m)
	- Muscovite	1,40 (F)	1,40 (F)
	- <i>Biotite</i>	1,90 (F)	1,90 (F)
	- <i>Chlorite</i>	2,20 (F)	2,20 (F)
	- Grenat		
Amphibolite	- Oxydes de fer		
	- Quartz	0,67 (f)	0,67 (f)
	- Plagioclase	0,99 (F)	0,88 (F)
	- Amphibole	1,40 (f)	1,40 (f)
	- <i>Epidote</i>	1,90 (F)	1,90 (F)
	- Oxydes de fer	2,31 (m)	2,31 (m)
		2,38 (m)	2,38 (m)
Gabbro à texture coronitique	- Plagioclase		
	- Olivine		
	- Orthopyroxène	0,98 (m)	0,66 (f)
	- <i>Clinopyroxène</i>		0,94 (m)
	- <i>Amphibole</i>	1,80 - 2,00 (m)	1,90 - 2,00 (F)
	- Oxydes de fer		
Serpentinite silicifiée	- <i>Spinelle</i>		
	- Quartz		0,98 (m)
	- Chlorite	0,98 (f)	1,90 (m)
	- Antigorite	2,31 (m)	2,31 (m)
	- Oxydes de fer		

7.2 Caractéristiques pédologiques et minéralogiques des sols et leurs réponses spectrales associées

La minéralogie primaire des roches-mères définie, leur altération donnant naissance à un sol reste à étudier. Pour cela, un ou plusieurs profils de sols sont ouverts dans les différentes altérites qui se développent à partir des lithologies décrites précédemment. Ces profils de sols sont définis en fonction des différents horizons qui les constituent. Chaque horizon est un volume. Par conséquent, il semble nécessaire de définir son contenu (i.e., constituants et organisation) ainsi que son contenant (i.e., limites verticales et horizontales). La succession des horizons de référence permet de diagnostiquer un sol et de lui donner un nom. La nomenclature utilisée pour définir chaque profil correspond à celle qui est décrite dans le Référentiel Pédologique (AFES, 1995).

Avant de décrire l'ensemble des profils ainsi que leurs réponses spectrales, les principaux critères retenus pour l'identification de chaque horizon sont abordés. Ils constituent une information importante pour la compréhension du passage de la roche sous-jacente à l'altérite de surface.

7.2.1 Outils pour décrire les caractéristiques pédologiques et minéralogiques des sols

7.2.1.1 Caractéristiques pédologiques

7.2.1.1.1 La couleur

La couleur des sols est utilisée en partie pour décrire de façon qualitative la présence de matière organique ainsi que les excès en eau. Elle permet également d'avoir une information sur la nature minéralogique du sol. C'est notamment le cas pour les oxydes de fer ainsi que pour certaines argiles donnant des teintes caractéristiques au sol. Par exemple, les sols jaunes témoignent de la présence de goëthite alors que les sols rouges de celle d'hématite. D'autres oxydes de fer tels que la lépidocrocite et la ferrihydrite sont également caractérisés par une couleur spécifique. Dans le cas de la lépidocrocite, la couleur varie du jaune à l'orange alors que pour la ferrihydrite, elle passe du jaune au brun. Les sols sombres sont souvent riches en matière organique. Pour les sols hydromorphes, les revêtements noirs sur les faces structurales et sur les éléments grossiers, ainsi que les concrétions concentriques noires sont souvent associés à des oxydes de manganèse. Dans ce même contexte, la présence d'une nappe d'eau permanente (e.g., marais) permet au fer de passer de sa forme Fe^{3+} à Fe^{2+} . Ce phénomène donne une teinte bleue au sol. En revanche, lorsque l'hydromorphie est temporaire (e.g., remontée de la nappe phréatique en hiver), le Fe^{3+} passe en solution en saison humide sous la forme d'ion Fe^{2+} (i.e., conditions anoxiques). De nombreuses taches grises apparaissent alors autour des zones où le fer a migré et se concentre dans des zones qui présentent des taches rouilles. Ce dernier phénomène donne un aspect bariolé aux sols.

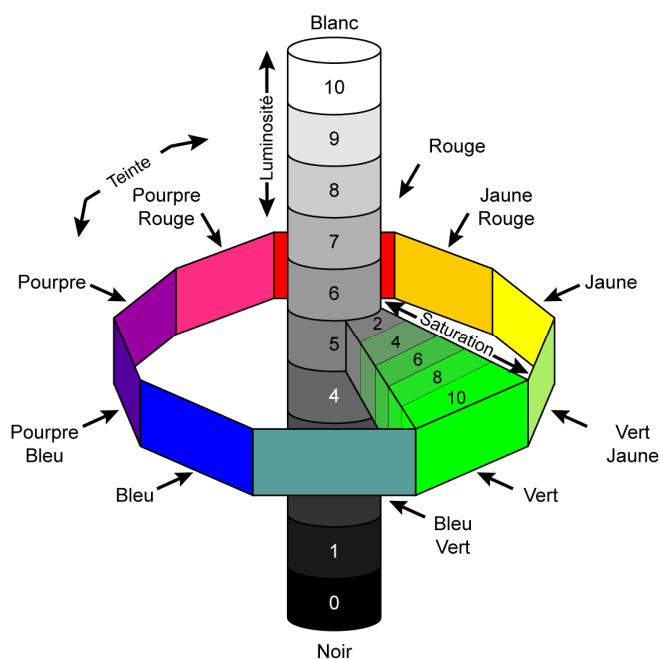


Figure 132 : Schématisation tridimensionnelle de la charte de couleurs de Munsell définie par la teinte, la luminosité et la saturation.

En raison de la subjectivité de l'œil humain pour définir une couleur et de l'importante information qui peut en être tirée, une notation plus rigoureuse est nécessaire. Pour répondre à ce besoin, les pédologues utilisent la charte de couleurs de Munsell (Munsell Color, 1975). Elle contient 229 standards de couleurs (Figure 132). L'identification passe par la mise en correspondance du sol humide et des standards de façon visuelle. Cinq couleurs principales sont définies [le pourpre (P), le bleu (B), le vert (G), le jaune (Y) et le rouge (R)] ainsi que cinq intermédiaires (PB, BG, GY, YR et RP). Chacune de ces tonalités est alors divisée en dix secteurs numérotés de sorte que le 5 marque le milieu de la tonalité et le 10 la limite avec la tonalité voisine. Ce numéro est placé avant l'initiale de la teinte (e.g., 5B et 10BG). Est évalué ensuite le degré de la luminosité de la teinte. Celui-ci est compris entre 0 (i.e., le noir) et 10 (i.e., le blanc) et est placé après l'initiale de la couleur. La saturation est finalement estimée. Elle est placée après le degré de luminosité suivie d'un slash (e.g., 7,5 YR 4/3).

La détermination de la couleur d'un sol est effectuée *in situ*, lorsque le sol est humide. Les mesures spectrales sont effectuées sur des échantillons en laboratoire. Puisque l'humidité perturbe la signature spectrale des minéraux présents dans le sol (c.f., infra), les échantillons sont séchés. Par conséquent, la couleur déduite par spectrométrie n'est pas forcément la même que celle qui est déterminée sur le terrain. Par ailleurs, l'examen des échantillons en laboratoire entraîne une modification de la texture ce qui peut dans certains cas changer légèrement la couleur du sol (Bedidi et Cerveille, 1993). Puisque ces deux phénomènes perturbent le spectre dans le visible, la couleur n'est pas exploitée dans ce travail comme critère discriminant. Elle est tout de même décrite car elle permet de mettre en évidence des phénomènes telle que l'hydromorphie.

7.2.1.1.2 La matière organique

La matière organique (MO) présente dans les sols est principalement composée de carbone (50%), d'oxygène (40%), d'hydrogène (5%) et d'azote (5%). Il s'agit d'un mélange complexe de constituants en voie de décomposition (e.g., plantes, animaux et microorganismes). La MO se développe *in situ*. En revanche, pour répondre aux besoins viticoles de la région, elle est souvent apportée. Par conséquent, elle peut être plus abondante dans les horizons superficiels par rapport aux plus profonds. Par ailleurs, sa présence est régulée par la température, le pH, l'aération et la teneur en eau du sol. En raison de son influence sur la signature spectrale des altérites sur toute la gamme spectrale (Baumgardner et al., 1985 ; Ben-Dor et al., 1999), une estimation de son abondance est faite pour chaque horizon lorsqu'elle est identifiée.

7.2.1.1.3 La structure

La structure renseigne sur le mode par lequel les éléments sont assemblés dans le sol. Elle évolue dans le temps. Elle dépend de plusieurs facteurs ayant une origine biologique et/ou physique. La présence de grains ou de mottes arrondies résulte de l'activité biologique. Elle donne au sol une structure granuleuse ou grumeleuse. Lorsque les grains ou les mottes présentent des faces anguleuses ou prismatiques, ils indiquent une certaine teneur en minéraux donnant une structure d'origine physique au sol. C'est essentiellement le cas pour les colloïdes²⁶ argileux. Lorsqu'ils sont imbibés d'eau, ils gonflent. Au contraire, lorsqu'ils sont asséchés, ils perdent du volume. Selon l'abondance en colloïdes argileux, les sols présentent des structures prismatiques. Si elles sont peu abondantes, elles donnent au sol une structure dite particulière ou continue. Lorsque la structure du sol préserve la structure de la roche, elle est dite lithique. La taille des mottes peut varier le long d'un profil. Dans la plupart des sols, la structure physique est plus importante que celle d'origine biologique. Même si la première structure est la plus observée, il ne faut pas oublier la présence d'organismes vivants dans ces sols. Ce critère ne donne pas directement des indices sur l'altération de la roche sous-jacente comme c'est le cas de la couleur. Néanmoins, il donne des renseignements sur la présence d'argiles qui proviennent directement de la décomposition des minéraux primaires.

7.2.1.1.4 La texture

La texture quant à elle permet d'avoir une estimation sur la taille des particules. Elle est définie à l'aide de diagrammes triangulaires dont les pôles sont définis par les argiles, les limons et les sables (Figure 133). Le terme argile désigne les particules ayant un diamètre inférieur à 2 μm , les limons celles qui sont comprises entre 2 et 20 μm et les sables de 20 μm à 2 mm. Les éléments qui se situent au-delà sont considérés comme grossiers (e.g., galets, roches, etc.). Selon l'importance des

²⁶ Colloïdes : Il s'agit de macromolécules organiques ou minérales qui, lorsqu'elles sont placées dans l'eau, ne forment pas une solution mais une suspension colloïdale.

composantes, les sols sont dits argileux, limoneux ou sableux. Des arrangements intermédiaires sont également envisageables (e.g., sablo-limoneux, argilo-sableux, limono-argileux, etc.). L'intérêt de ce critère est de dresser un état des lieux sur l'avancement de l'altération à partir des roches sous-jacentes. Par exemple, si la texture d'un horizon est dite argileuse, c'est que la plupart des minéraux primaires ont été transformés en phases secondaires. En revanche, un sol ayant une texture sableuse montre que des minéraux - voire des fragments de roche - résistent encore à l'altération.

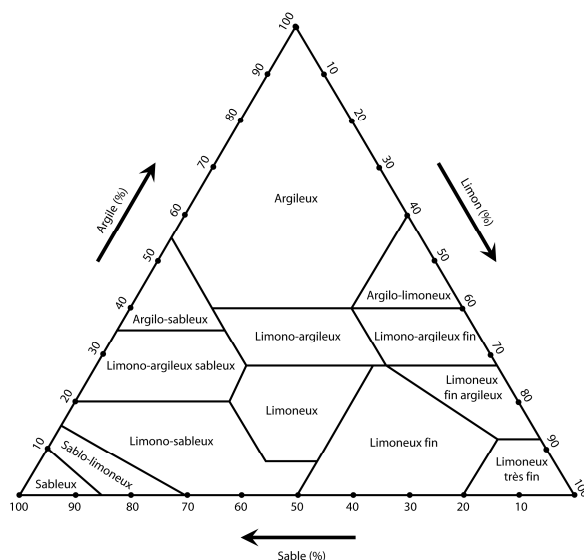


Figure 133 : *Diagramme ternaire pour la détermination de la texture des sols.*

7.2.1.2 Détermination de la composition minéralogique des sols

7.2.1.2.1 Spectrométrie infrarouge

La fraction minérale est l'un des critères les plus importants des sols (Baumgardner et al., 1985 ; Ben-Dor et al., 1999) et sa composition se traduit par des bandes d'absorptions caractéristiques à des longueurs d'ondes bien spécifiques.

Afin d'étudier la fraction minérale présente dans les altérites, deux spectromètres sont utilisés : le spectromètre GER 3700 (en configuration de laboratoire) et le spectromètre Nicolet (FT-IR 5700) (c.f., § 4.3). Ces deux appareils ne couvrent pas les mêmes intervalles de longueurs d'onde. Le premier analyse le visible proche infrarouge (Figure 134a) tandis que le second couvre l'intervalle compris entre 1,00 à 2,45 μm (Figure 134b). En raison de cette différence, le spectromètre GER 3700 est choisi pour identifier les bandes d'absorptions des oxydes et hydroxydes de fer résultant des processus électroniques attribuables aux ions Fe^{3+} et Fe^{2+} dans cet intervalle (Hunt et al., 1971a) (Tableau 13). Par contre, ces deux appareils couvrent l'infrarouge à courte longueur d'onde, mais à des résolutions spectrales différentes. Chabrilat et al. (2002) concluent sur la nécessité de travailler à des résolutions spectrales inférieures ou égales à 10 nm. Cela permet de distinguer des phases minérales ayant des bandes d'absorption très fines comprises entre 2,00 et 2,45 μm et produites par la vibration des

groupements -OH associées à un cation (Hunt, 1977). Cette justification amène à choisir le spectromètre Nicolet (FT-IR 5700) qui dispose d'une résolution spectrale ré-échantillonnée de 3,5 nm par rapport au spectromètre GER 3700. Ce dernier ne dispose que d'une résolution de 10 à 11 nm dans cet intervalle, insuffisante pour identifier certaines bandes d'absorptions (voir flèches sur les Figure 134 a et b).

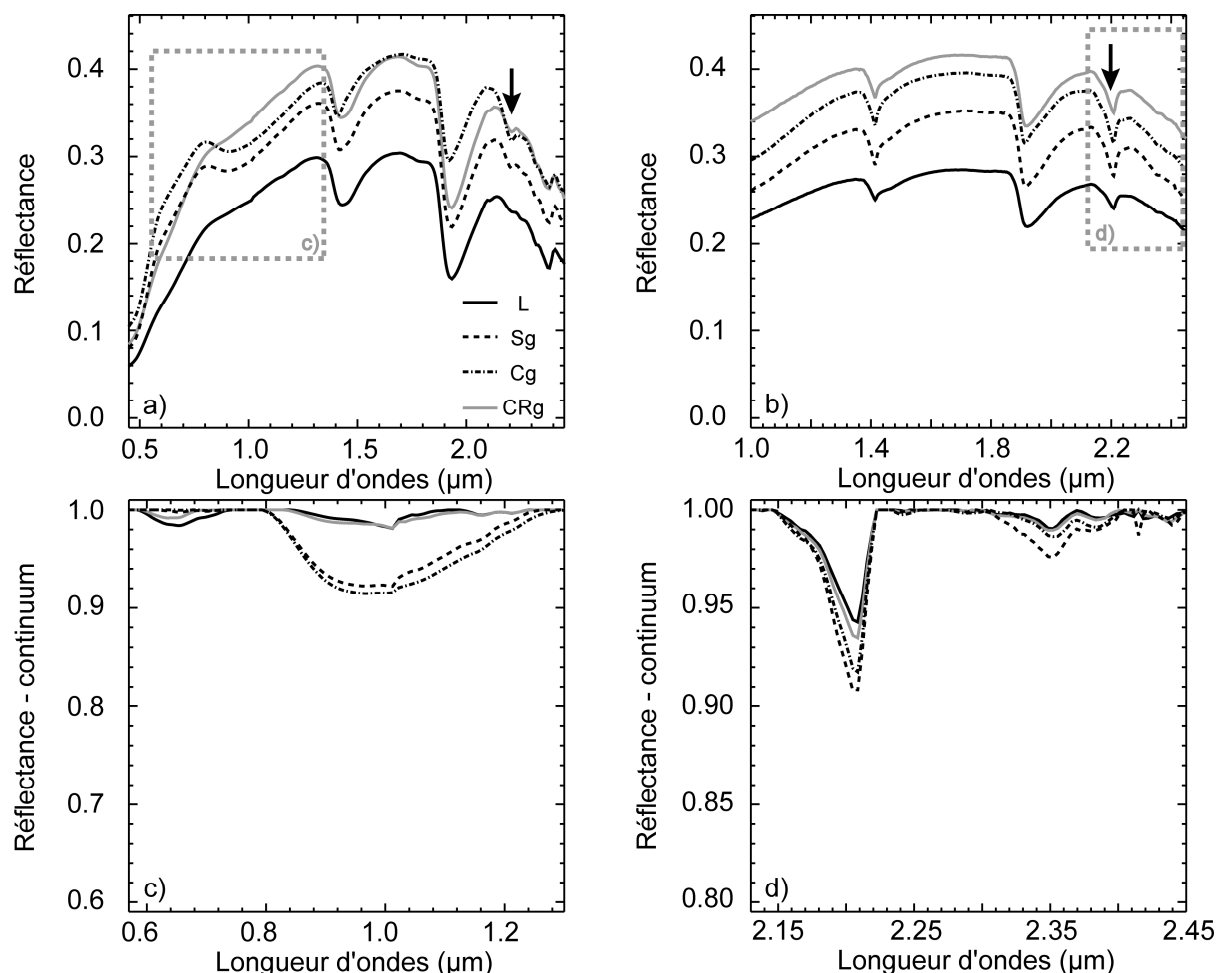


Figure 134 : Spectres acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (a) et Nicolet (FT-IR 5700) (b) pour les mêmes échantillons d'un sol. La flèche illustre la différence entre ces deux acquisitions en se basant sur la bande à 2,20 µm donnée par le groupement Al-OH de la muscovite. Les cadres en pointillés indiquent les intervalles sur lequel le retrait du continuum est appliqué pour chacun des jeux de données.

Pour étudier la forme des bandes d'absorptions en les comparant et afin d'en déduire la minéralogie, le retrait du continuum proposé par Clark et Roush (1984), développé dans le chapitre 5, est appliqué sur les différents intervalles présentés dans le Tableau 13. Même si les bandes d'hydratation (i.e., centrées à 1,40 et à 1,90 µm) sont diagnostiques pour discriminer certaines argiles ayant des signatures spectrales similaires dans d'autres gammes spectrales (Ben-Dor et al., 1999), l'intervalle contenant ces bandes entre 1,30 et 2,13 µm n'est pas utilisé. La justification provient du fait que même si les échantillons sont séchés, une certaine humidité demeure. Ceci donne une forme

arrondie au spectre empêchant une bonne reconnaissance des minéraux (Kariuki, 2004). De plus, même si ces deux bandes sont indicatrices de la composition minéralogique du sol, elles ne peuvent être utilisées comme critère d'identification car elles sont généralement masquées, en conditions d'observations naturelles, par des bandes d'absorption de la vapeur d'eau atmosphérique. Celles-ci ne peuvent être complètement éliminées en raison de leur grande variabilité tant spatiale que temporelle.

Tableau 13 : Intervalle de longueur d'ondes choisi pour retirer le continuum sur les spectres de sols en fonction des différents processus spectraux étudiés.

Spectromètre	Intervalle de retrait du continuum (en μm)	Ion ou molécule	Processus spectral analysé
GER 3700	0,58 - 0,78	Fe^{3+}	Processus électroniques associés aux absorptions par transfert de charge et à celles dues aux effets du champ cristallin des oxydes et hydroxydes de fer.
	0,78 - 1,30	Fe^{2+}	
NICOLET 5700 FTIR	2,13 - 2,22	Al-OH	Processus vibrationnels associés à la présence d'un ion lié à un groupement hydroxyl.
	2,22 - 2,26	Fe-OH	
	2,26 - 2,45	Al- et Mg-OH	

7.2.1.2.2 Diffraction des rayons X

Certains minéraux primaires et/ou secondaires présentent des signatures spectrales similaires sur certaines gammes spectrales puisque les ions ou molécules qui produisent les bandes sont sensiblement les mêmes. Lorsqu'ils sont présents dans un mélange, les distinguer en se basant sur des critères spectraux est parfois laborieux voire impossible. Pour identifier l'ensemble des minéraux présents dans le sol, le seul outil disponible pour aboutir à la reconnaissance de toutes les phases minérales (non amorphes) est la diffraction des rayons X (DRX).

Comme le proposent Lau et al. (2003), une analyse semi-quantitative par DRX est appliquée sur les échantillons de sol, ceci afin de valider la signature spectrale des sols et de contribuer à estimer qualitativement l'abondance des substances présentes dans les altérites.

La fraction totale de l'ensemble des horizons prélevés pour chacun des profils est analysée pour examiner la minéralogie primaire mais aussi la fraction argileuse. Le protocole pour la préparation des échantillons "roche totale" et de la fraction argileuse est réalisé conformément aux descriptions effectuées dans le chapitre 4.4.1.2. Les diffractogrammes illustrant les analyses sur "roche totale" sont consultables dans l'Annexe 3. Afin de faciliter la lecture, ils sont synthétisés sous la forme de tableaux et une explication plus approfondie est proposée dans la description des sols. Un seul profil représentatif d'une série de sols issus de la même roche-mère est choisi pour l'analyse de la fraction argileuse.

7.2.2 Description des principales caractéristiques pédologiques, minéralogiques et spectrales des sols affleurant dans la région du muscadet nantais

7.2.2.1 Sols issus de micaschiste

Deux profils de sols (P_{01} et P_{02}) développés à partir des micaschistes et localisés à environ 800 mètres au sud-est du lieu-dit les Chaboissières ont été creusés (Figure 135a et b). P_{01} est localisé sur un plateau dont la surface présente une très légère pente (<1%), tandis que P_{02} est situé en haut d'un versant indiquant une pente relativement importante (~8%).

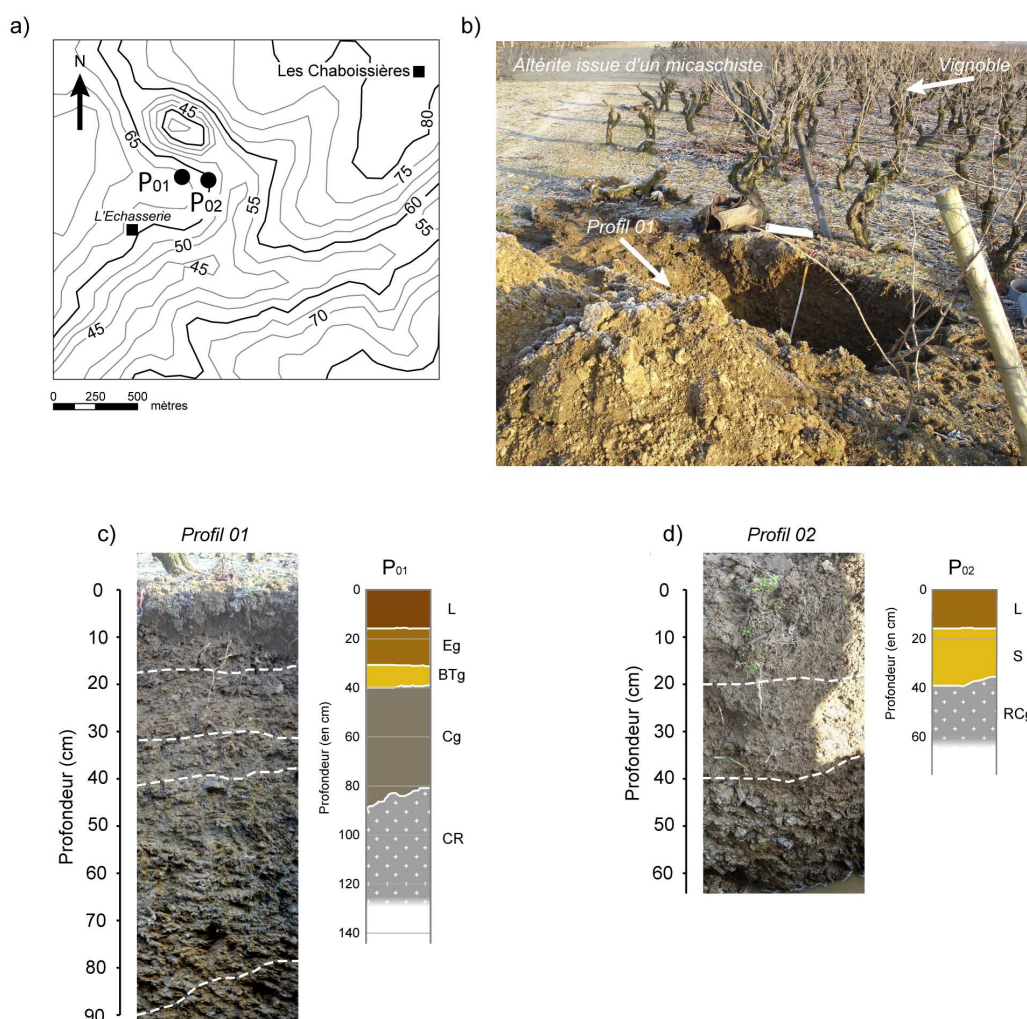


Figure 135 : (a) Distribution spatiale et situation topographique des sites choisis pour l'étude d'une altérite issue d'un micaschiste. (b) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'un micaschiste. (c et d) Schémas des profils de sol P_{01} et P_{02} . Légende : BT= horizon B ARGILLUVIAL, C= horizon C minéral, E= horizon ÉLUVIAL, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roche massive ou peu fragmenté, S= horizon structural.

7.2.2.1.1 Description sur le terrain des profils pédologiques

- Profil P_{01}

En surface, quelques graviers de quartz anguleux (<5%) sont observés. La Figure 135c présente les différents horizons de ce profil de sol distingués sur le terrain. Leurs caractéristiques de couleur, texture et structure sont synthétisées dans le Tableau 14. Ainsi, le profil de sol est caractérisé de haut en bas par cinq horizons : L (0-16 cm), Eg (16-26 cm), BTg (26-40 cm), Cg (38-90 cm) et CR (cf., § 2.3.6.2 Tableau 3).

Couleur et composition : L'horizon labouré (L) est de couleur brun foncé. Il présente quelques graviers de quartz anguleux (<5%) ainsi qu'une petite quantité de matière organique (MO) (<5%) (Figure 135c et Tableau 14). L'horizon Eg, de couleur brune, présente des proportions de graviers de quartz similaires à l'horizon L. L'observation macroscopique de cet horizon n'indique pas la présence de MO. L'horizon BTg apparaît brun jaune, un peu plus clair que le précédent. Le niveau suivant (Cg) présente un aspect bariolé gris à taches rouille, suggérant une hydromorphie du milieu. Il contient jusqu'à 90% d'éléments de roche fortement altérée dans lesquels la schistosité est encore visible. La muscovite et le quartz y sont reconnaissables macroscopiquement, mais leur teneur demeure difficile à estimer. La roche-mère fissurée (CR) apparaît vers 90 cm de profondeur.

Structure et texture des horizons : La structure du premier horizon (L) est de type polyédrique sub-anguleuse à anguleuse. Elle passe ensuite à polyédrique anguleuse pour atteindre une structure lithique pour l'horizon Cg. Les trois premiers horizons présentent une texture limono-sableuse tandis que l'horizon Cg est un peu plus riche en argiles donnant une texture limono-argilo-sableuse (Tableau 14).

L'ensemble des caractéristiques de ce sol permet de le définir comme un NEOLUVISOL REDOXISOL.

- Profil P_{02}

Le profil P_{02} présente de haut en bas trois horizons distincts : L (0-16 cm), S (16-40 cm) et RCg (>40 cm) (Figure 135d). Leurs caractéristiques respectives sont reportées dans le Tableau 14.

Couleur et composition : L'horizon L est brun. Il contient environ 4% de graviers de quartz et des éléments de micaschiste en cours d'altération. Le niveau structural inférieur (S) est brun jaune. Des graviers de quartz y sont à nouveau observés en proportion équivalente à celle de l'horizon L tandis que les blocs de micaschiste y apparaissent plus abondants. De la MO est détectée dans les horizons L et S avec des proportions de l'ordre de 3-4%. La roche-mère altérée et fissurée commence à apparaître vers 39 cm (RCg). Elle est de couleur grise avec des taches rouille disséminées révélant le caractère hydromorphe de cet horizon.

Structure et texture : La structure des deux horizons est de type polyédrique anguleuse (Tableau 14). La distribution de la taille des grains indique pour l'horizon L une texture limoneuse tandis que le

niveau S présente une texture limono-sableuse marquée par un léger enrichissement en éléments sableux.

L'ensemble de ces propriétés conduit à définir ce sol comme un BRUNISOL lithique.

7.2.2.1.2 Synthèse sur l'étude des profils de sol issus d'un micaschiste

Deux profils caractérisant des altérites développées à partir de la même roche-mère sont examinés. Le socle est atteint à des profondeurs différentes. Cette observation montre que ces deux sols situés sur le même versant sont à des stades d'altération distincts. Dans les deux cas, des éléments de quartz anguleux sont présents dans les horizons les plus superficiels. En allant vers les niveaux les plus profonds, les blocs de micaschistes sont plus abondants. Les traces de MO ne sont observées que dans l'horizon L et disparaissent au-delà.

La texture des horizons est majoritairement limono-sableuse. Celle-ci est caractérisée par :

- i) des graviers de quartz provenant des formations superficielles quaternaires (origine allochtone), faisant légèrement augmenter la proportion des sables granulométriques dans l'horizon labouré ;
- ii) du quartz d'exsudation résultant de la désagrégation *in situ* de la roche-mère (origine autochtone) ;
- iii) des petites paillettes de mica provenant de "l'écaillage" des blocs de micaschiste (origine autochtone).

Tableau 14 : Caractéristiques des horizons des sols issus de l'altération d'un micaschiste. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-A-S= limono-argilo-sableux et L= limoneux. Structure : PA= polyédrique anguleuse, PS-A= polyédrique sub-anguleuse et Li= lithique.

Profil	Profondeur (en cm)	Horizon	Couleur	Texture				Structure
				Argile %	Limon %	Sable %	Type	
P ₀₁	0-16	L	10YR3/3 (M)	11,35	31,00	57,65	L-S	PS-A (7 mm)
	16-26	Eg	10Y4/4 (M)	14,57	33,00	52,43	L-S	PA (6 à 15 mm)
	26-40	BTg	10Y5/4 (M)	13,14	31,45	55,41	L-S	PA (6 à 15 mm)
	38-90	Cg	10YR5/8 (M) 10YR8/2 (T)	21,41	24,39	54,20	L-A-S	Li
P ₀₂	0-16	L	10YR4/4 (M)	14,68	35,02	50,30	L	PA (12 mm)
	16-40	S	10YR5/4 (M)	11,63	33,77	54,60	L-S	PA (12 mm)

La texture de l'horizon le plus profond du profil P₀₁ est de type limono-argileux-sableux indiquant une plus grande proportion de particules plus fines. Ceci confirme un état plus avancé de ce profil par rapport au second. La plupart des horizons du profil P₀₁ sont atteints par l'hydromorphie tandis que seul l'horizon le plus profond du profil P₀₂ est affecté. La position topographique de ce dernier permet

de mettre en évidence l'évacuation du trop plein de la nappe phréatique n'atteignant que l'horizon le plus profond.

7.2.2.1.3 Signatures spectrales des sols issus de l'altération d'un micaschiste

La signature spectrale du profil P₀₁ ne présente pas d'intenses bandes d'absorption dans le visible proche infrarouge (Figure 136a). Seul l'horizon Cg montre une bande plus marquée à 0,98 µm. Celle-ci peut être attribuée à quelques oxydes de fer qui tendent à s'accumuler en profondeur. Dans le domaine de l'infrarouge à courte longueur d'onde, le spectre de l'horizon Cg montre deux absorptions centrées respectivement à 2,16 et à 2,20 µm et qui sont attribuées aux vibrations du groupement Al-OH de la kaolinite (Figure 136b) (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973 ; Cudahy, 1997). La muscovite, identifiée macroscopiquement dans cet horizon, contribue à intensifier la bande à 2,20 µm (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973). Par ailleurs, on observe une bande secondaire à 2,35 µm également due au groupement Al-OH de la muscovite (Grove et al, 1992). La profondeur de l'absorption à 2,16 µm diminue de manière relative par rapport à celle à 2,20 µm pour les spectres des horizons supérieurs. Ce phénomène se traduit par une modification de la forme de l'absorption vers une bande asymétrique suggérant un enrichissement relatif en muscovite par rapport à la kaolinite. La présence de ce dernier minéral est tout de même confirmée par une légère inflexion à 2,16 µm et par une fine bande secondaire observée à 2,38 µm (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 1993).

Les spectres du profil P₀₂ présentent des caractéristiques similaires à celles des spectres du profil P₀₁. La partie visible proche infrarouge est marquée par une bande peu profonde à 0,99 µm, associée aux processus électroniques des ions Fe²⁺ demeurant en faibles quantités. Cette bande est plus marquée pour l'horizon RCg (Figure 136c) mais de moindre importance que pour le profil P₀₁. La nature plus juvénile de ce sol par rapport au précédent est confirmée par la présence d'une bande à 2,20 µm, essentiellement due à la muscovite moins altérée. La présence d'un épaulement à 2,16 µm suggère la présence de kaolinite dans ce sol, mais en moindre proportion par rapport au profil P₀₁ (Figure 136d). Les mêmes déductions peuvent être faites à partir des bandes à 2,35 µm de la muscovite et à 2,31 et 2,38 µm pour la kaolinite (Grove et al., 1992). Ces trois absorptions s'atténuent vers la surface jusqu'à disparition complète.

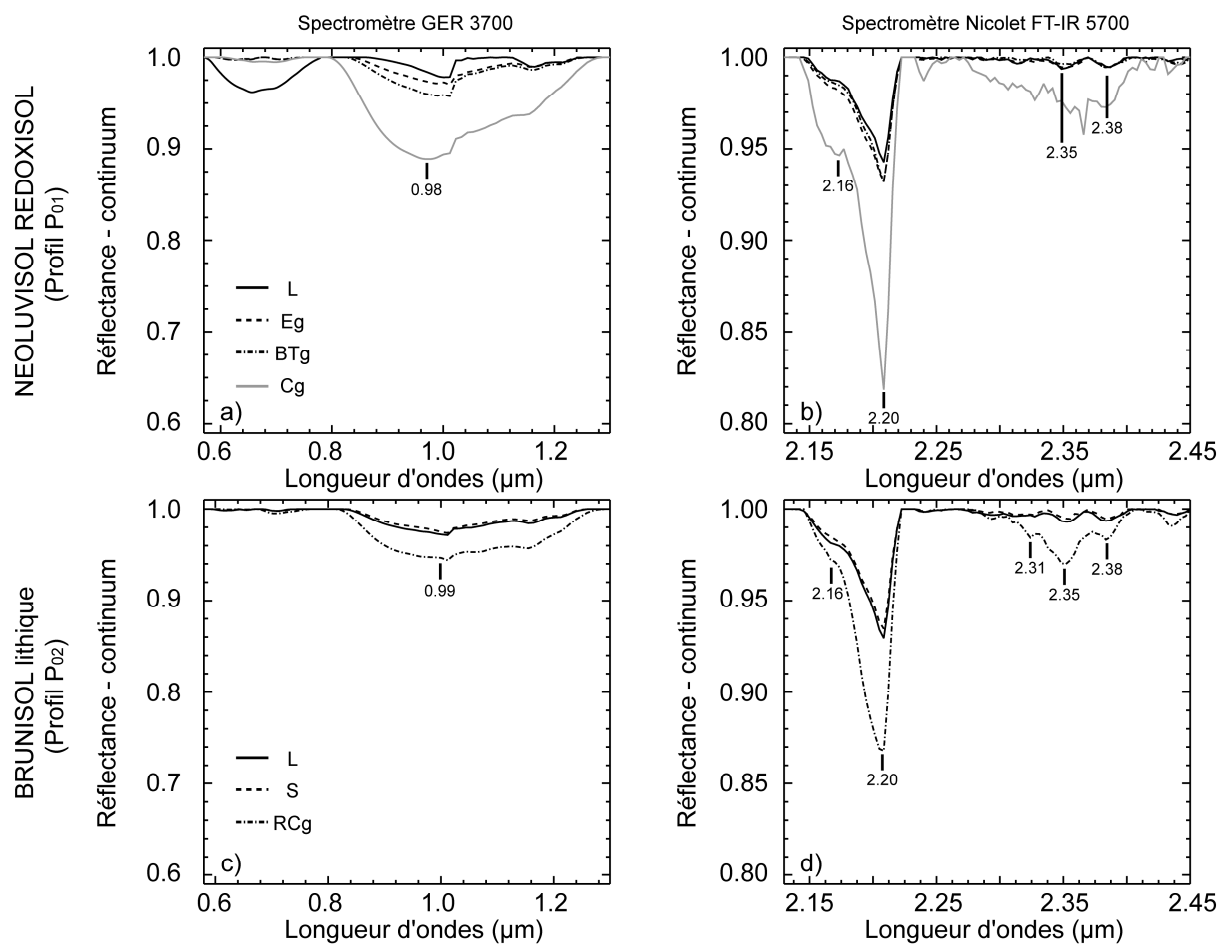


Figure 136 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'un micaschiste avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).

7.2.2.1.4 Résultats des analyses DRX

La minéralogie des fractions totales de chaque échantillon de sol a été déterminée par DRX (Tableau 15). Les diffractogrammes de poudre montrent d'importantes quantités de quartz et de feldspaths pour tous les horizons des profils P₀₁ et P₀₂ (Tableau 15). Les données indiquent également des quantités importantes de mica, en particulier pour les échantillons provenant des horizons les plus profonds. Enfin, quelques traces d'amphibole sont détectées pour le profil P₀₁.

Par ailleurs, la minéralogie des fractions argileuses des échantillons de sol a été caractérisée par DRX à partir de préparations orientées à l'état normal, glycolé, et chauffé (550°C) (Figure 137). Les résultats montrent la présence de kaolinite à 7,15 Å (001), qui ne gonfle pas après saturation à l'éthylène glycol et disparaît après chauffage à 550°C (Deer et al., 1962). Elle apparaît plus abondante dans les horizons les plus profonds. Une composante à 14 Å, qui ne gonfle pas après saturation à l'éthylène glycol et disparaît après chauffage, est attribuée à la vermiculite (Deer et al., 1962). Une légère composante à 16 Å est toutefois observée après traitement à l'éthylène glycol suggérant

quelques traces de smectites. Enfin, une composante à 10,8-12 Å qui ne gonfle pas après glycolage et qui tend à disparaître après chauffage est attribuée à la présence d'un interstratifié du type vermiculite/illite.

Tableau 15 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons des profils de sols issus de l'altération d'un micaschiste. L'abondance relative des différents minéraux a été estimée de manière approximative à partir de l'intensité des pics de chaque minéral (voir diffractogrammes en Annexe 3). Code utilisé pour estimer l'abondance : +++= abondant, ++= fréquent, += faible, o= traces, -= absent. Qtz= quartz, Fds= feldspath, Amp= amphibole, Mi= mica, Gth= gæthite, Kln= kaolinite.

Profil	Nom horizon	Qtz	Fds	Amp	Mi	Gth	Kln	Phase à 14 Å	Phase à 11 Å
P ₀₁	L	+++	++	-	++	-	+	-	-
	Eg	+++	++	o	+	-	+	-	o
	BTg	+++	+++	o	++	-	+	o	+
	Cg	+++	++	-	+++	-	++	+	++
P ₀₂	L	+++	++	-	++	-	o	+	o
	S	+++	++	-	++	-	o	+	o
	RCg	++	+	-	+++	-	++	+	+

En raison de l'absence d'absorption spécifique sur l'intervalle de longueur d'onde analysé les minéraux de feldspath et de quartz ne sont pas identifiés par spectrométrie visible infrarouge (Hunt et Salisbury, 1970). La quantité de mica détecté par DRX semble être corrélée à l'intensité de la bande à 2,20 µm de la muscovite observée pour ce minéral en spectrométrie. En revanche, son abondance tend à masquer la signature de la kaolinite présente mais en moindres quantités. Pour les horizons L et S du profil P₀₂, les données DRX indiquent de faibles quantités de kaolinite, ce qui se traduit en spectroscopie par la disparition du doublet sur le spectre des horizons de ce profil liée à un enrichissement relatif en muscovite par rapport à cette argile (Figure 136d).

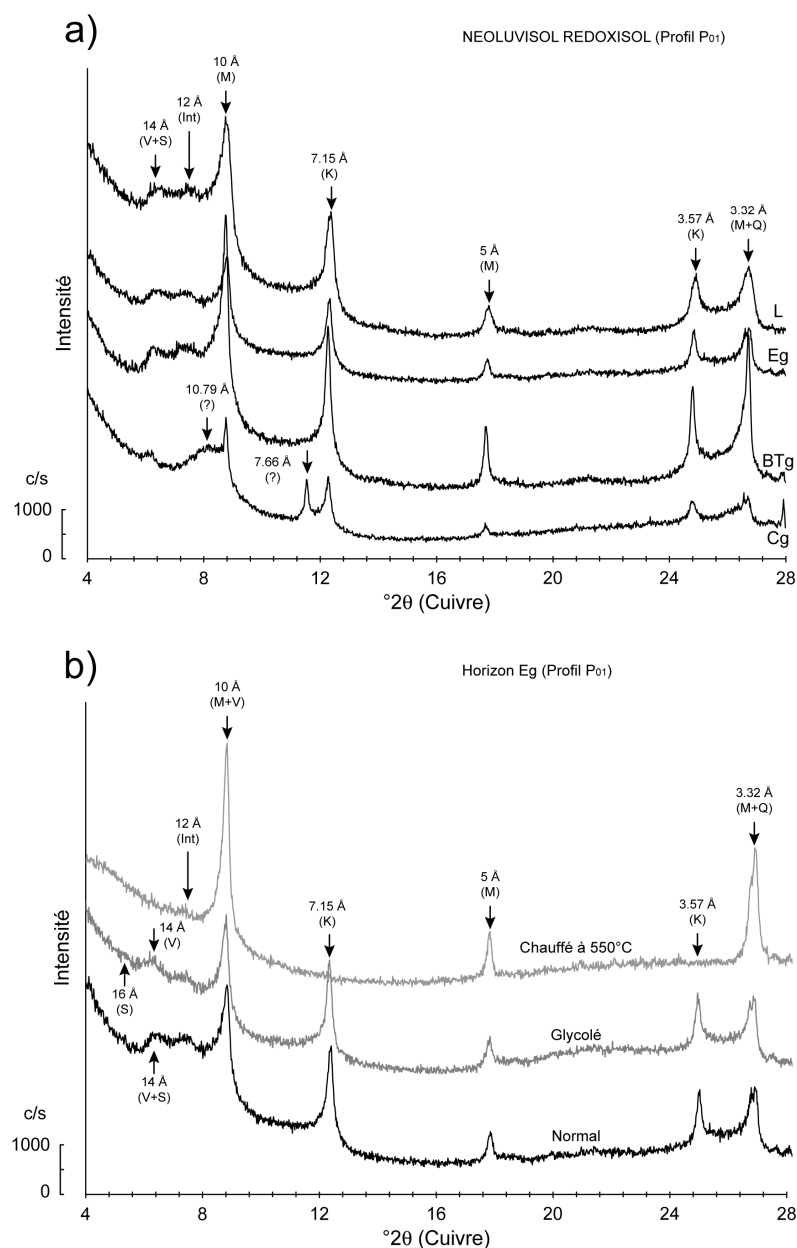


Figure 137 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profil P₀₁ (a). L'horizon Eg a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). V= vermiculite, S= smectite, M= mica, K= kaolinite, Q= quartz.

7.2.2.1.5 Discussion et conclusion

Les phases minérales présentes dans une altérite de micaschiste et identifiées par spectrométrie sont validées par la DRX. Elles suggèrent : i) des proportions importantes de muscovite qui expliquent une bande à 2,20 μm , ii) de la kaolinite responsable du doublet à 2,20 μm qui tend à disparaître vers la surface et iii) une très légère quantité d'oxydes de fer caractérisée par une bande peu profonde à 0,98 μm . Cependant, certaines phases minérales identifiées par DRX ne le sont pas par spectrométrie. Elles correspondent au quartz et au feldspath qui ne présentent pas de signature dans l'intervalle de longueur

d'onde étudié. Des argiles comme la vermiculite, qui ont une réponse spectrale bien caractéristique, ne sont pas non plus reconnues par spectrométrie (Figure 138). En trop faibles proportions, ce minéral présente des bandes à 2,32 et 2,37 μm qui sont masquées par les bandes secondaires de la kaolinite à 2,31 et 2,38 μm ou masquées par la bande de la muscovite à 2,34 μm (Figure 138).

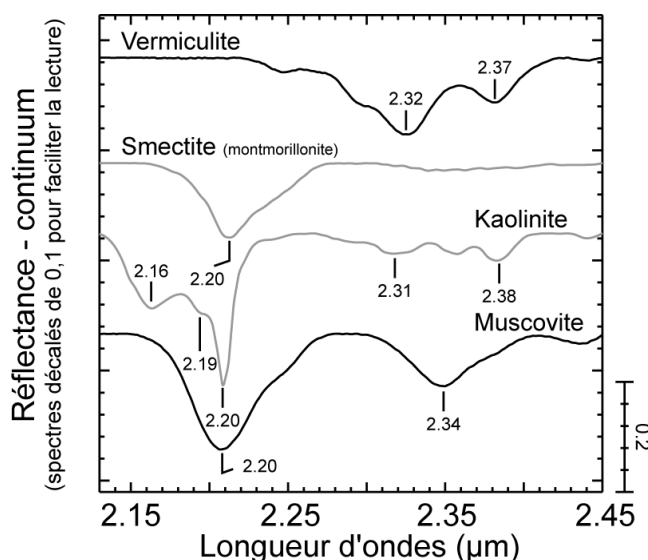


Figure 138 : Spectres de muscovite, kaolinite, smectite et de vermiculite après retrait du continuum entre 2,13 et 2,45 μm montrant leurs bandes d'absorptions caractéristiques. Les spectres en noir proviennent de la bibliothèque spectrale de l'USGS (Clark et al., 2007) tandis que les spectres en gris ont été acquis lors de ce travail à l'aide du spectromètre Nicolet. Les spectres ont été décalés afin de faciliter la lecture.

Le quartz est une des phases les mieux préservées dans le sol et résiste à l'altération comme le propose Goldich (1938). La même remarque s'applique à la muscovite sachant qu'elle est tout de même plus susceptible à l'altération que le quartz. Elle ne se déstabilise pour former de la kaolinite (Robertson et Eggleton, 1991 ; Singh et Gilkes, 1991) que si les conditions le permettent (c.f., infra). La biotite qui est un peu plus abondante que le mica blanc dans la roche-mère n'est pas rencontrée dans l'altérite. En effet, elle s'altère plus facilement que la muscovite (Bassett, 1960) pour donner de la vermiculite et des oxydes amorphes (Walker, 1949 ; Basset, 1960 ; Farmer et al., 1971). La chlorite, identifiée dans la roche-mère en tant que sous produit de la biotite (Roubault et al., 1963), est également absente dans le sol. Comme pour le mica noir, elle se déstabilise en vermiculite et en oxydes de fer (Murakami et al., 1996). Même si les feldspaths plagioclases sont présents dans l'altérite, ils sont une source importante en aluminium. Par conséquent, en s'altérant, ils forment de la kaolinite (Robertson et Eggleton, 1991). La présence de cette argile dans les sols est tout de même dépendante du degré d'altération. Si celui-ci est plus avancé (i.e., important lessivage du Si par rapport à l'Al), la muscovite, la biotite, la chlorite ou la vermiculite se déstabilisent directement en kaolinite (Robertson et Eggleton, 1991 ; Singh et Gilkes, 1991 ; Kretzschmar et al., 1997 ; Aspandiar et Eggleton, 2002a, b). En effet, comme le suggère Tardy (1969), la kaolinite se forme préférentiellement

dans des profils développés où le lessivage du Si des phases primaires ou des produits néo-formés est plus intense. Dans le cas des altérites étudiées, ce phénomène est bien illustré par le profil P₀₁ et explique les plus faibles proportions de cette argile dans le profil P₀₂ moins développé. Dans ce dernier cas, la formation de kaolinite semble être moins probable ou du moins temporaire lorsque la nappe phréatique monte en hiver.

7.2.2.2 Sols issus de gneiss

Quatre profils sont ouverts dans un sol développé à partir d'un gneiss. Les trois premiers (P₀₆, P₀₇, P₁₁) se situent à environ 1 km au sud-est du Loroux-Bottereau (Figure 139a) et le dernier (P₀₉) se localise dans le Marais de Goulaine aux environs du Bas Briacé (Figure 139b). L'un de ces profils creusé dans une altérite de gneiss est illustré par la Figure 139c.

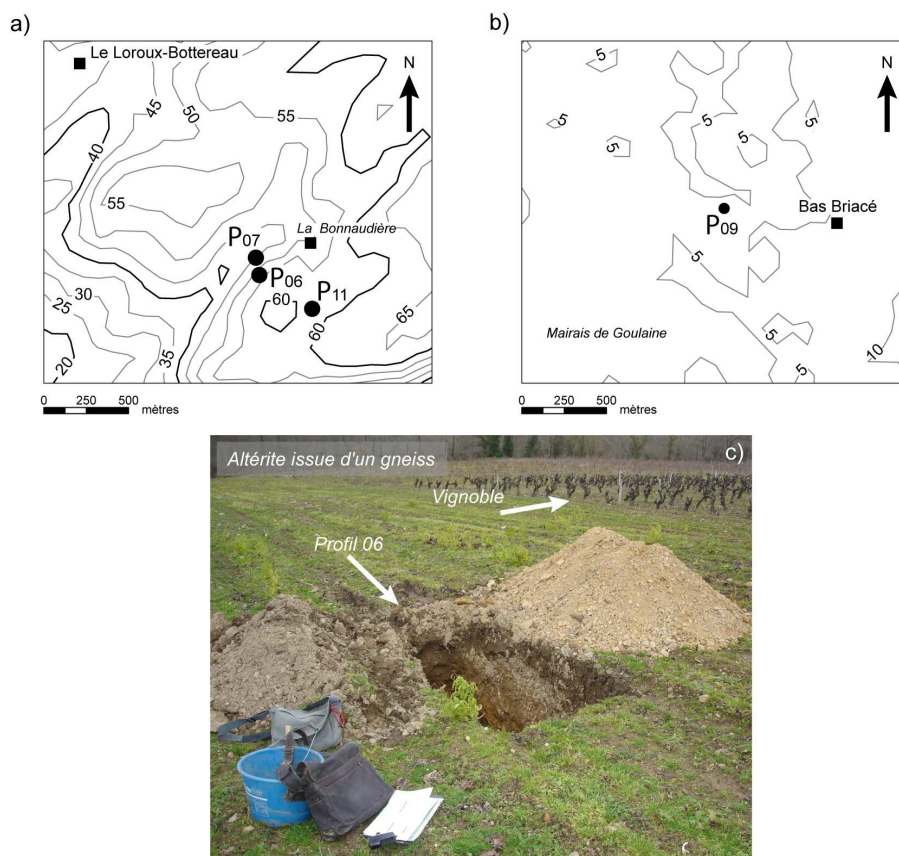


Figure 139 : (a et b) Distribution spatiale et situation topographique des sites choisis pour l'étude d'une altérite issue d'un gneiss. (c) Exemple de tranchee effectuée pour examiner l'altérite issue d'un gneiss.

7.2.2.2.1 Description sur le terrain des profils pédologiques

- Profil P_{11}

Ce profil se situe sur un plateau (Figure 139a). Comme le montre la Figure 140a celui-ci présente quatre horizons dont les caractéristiques pédologiques sont rassemblées dans le Tableau 16. De haut en bas ce profil est caractérisé par un horizon : L (0-21 cm), Sg (21-40 cm), Cg (40-55 cm) et CRg (55-80 cm).

Couleur et composition : L'horizon de surface (L) est brun jaune foncé. Il contient moins de 5% d'éléments de gneiss de petite taille (gravier). La MO est uniquement observée dans cet horizon (3 à 4%). Le niveau structural inférieur (Sg) est gris jaune à taches rouille. L'identification de ces dernières à partir de cet horizon suggère des traits hydromorphes pour ce profil. Des éléments de gneiss y sont présents à des proportions similaires par rapport à l'horizon sus-jacent. La transition se fait vers un horizon structural Cg avec un niveau gris jaune foncé. Les blocs de roche se font de plus en plus abondants et atteignent jusqu'à 10% du volume de cet horizon. Dans l'horizon CRg, la roche-mère apparaît altérée mais la structure initiale de la roche est en grande partie conservée. Le gneiss est présent à 80% sous la forme de blocs fortement désagrégés. Cependant le profil n'atteint pas la roche-mère non altérée.

Structure et texture des horizons : La structure de surface est polyédrique anguleuse et sub-anguleuse. Elle passe à polyédrique anguleuse pour les horizons Sg et Cg et devient lithique pour le niveau CRg. Les horizons L, Cg et CRg ont une texture limono-sableux alors que seul l'horizon Sg a une texture limoneuse. Cette variation indique que des éléments plus fins sont présents dans cet horizon par rapport aux trois autres marqués par plus de 50% d'éléments sableux (Tableau 16).

La description de ce sol conduit à le définir comme un BRUNISOL REDOXISOL leptique.

- Profil P_{06}

Par rapport au profil P_{11} , le profil P_{06} se trouve sur le même versant quelques mètres plus bas (<350 mètres, Figure 139a). Il est situé sur une pente irrégulière relativement forte (>10%). Comme pour le précédent, ce profil est défini par quatre horizons dont le dernier est caractérisé par la présence de la roche-mère : L (0-26 cm), C_1 (26-80 cm), C_{2g} (80-120 cm) et R (>120 cm).

Couleur et composition : L'horizon de surface (L) est brun jaune foncé (Figure 140b et Tableau 16). Des éléments de gneiss de tailles diverses (e.g., gravier et blocs) sont présents à 5%. Ce niveau est suivi en profondeur par un horizon C qui est séparé en deux et dont la limite suit la pente (Figure 140b). Le niveau du haut est brun jaune (C_1). Jusqu'à 40% d'éléments de gneiss y sont trouvés alors que seulement 20% caractérisent le volume de l'horizon suivant (C_{2g}). La distribution de ces proportions de roche par rapport à un profil classique est ici inversée. Ce phénomène est expliqué soit par un horizon C_{2g} soumis à une altération plus poussée par rapport à celle du niveau supérieur favorisant la dégradation des fragments de roche qui y sont présents, soit à un glissement de matière

provenant du haut de l'horizon C_{2g} et se déposant dans l'horizon C₁. La première hypothèse est tout à fait possible en raison de traces d'hydromorphie qui confirment la présence de la nappe phréatique et qui donnent un aspect bariolé à cet horizon (i.e., teintes grise et ocre). Mais la possibilité d'une remobilisation des éléments de gneiss n'est pas à exclure en raison de la situation topographique du profil. La roche-mère (R) est trouvée dès 90 cm. Elle est légèrement friable et fissurée. La limite de cet horizon avec le niveau supérieur est également irrégulière et très inclinée et peut être suivie jusqu'à 120 cm. La MO se rencontre jusqu'à l'horizon C_{2g}. En surface, elle oscille autour de 5% et disparaît en dessous de C₁.

Structure et texture des horizons : La structure des trois premiers horizons est de type polyédrique anguleuse. L'ensemble des trois premiers horizons présente une texture limono-sableuse (Tableau 16).

Les propriétés qui décrivent ce sol le définissent comme un BRUNISOL leptique rédoxique.

- Profil P₀₇

Le profil P₀₇ est le dernier de cette série (P₁₁ P₀₆ P₀₇). Il se situe sur le même versant, mais en bas de pente (Figure 139a). Les volantes de gneiss sont abondantes en surface. L'identification d'un seul horizon attribué à la litière (L) témoigne d'un sol jeune (Figure 140c).

Couleur et composition : La couleur de ce niveau est brun/jaune foncée. 40% d'éléments de gneiss sont rencontrés dans ce volume. La roche massive (R) affleure sous forme fissurée à partir de 18 cm. Des traces de matière organique sont observées dans l'horizon de surface (~5%). Aucun indice d'hydromorphie n'est observé pour ce profil.

Structure et texture des horizons : La structure de l'horizon L est de type polyédrique anguleux et la texture est limono-sableuse (Tableau 16).

La description de ce profil indique un BRUNISOL lithique.

- Profil P₀₉

L'environnement où se développe ce sol diffère par rapport aux trois précédents puisqu'il se situe dans une dépression recouverte par des dépôts sédimentaires sableux. Ces derniers font environ 1 mètre d'épaisseur et surmontent le socle (Figure 139b). Cette épaisseur varie en fonction du relief. Néanmoins l'emplacement du profil est caractérisé par une zone convexe où ces formations allochtones sont érodées. La surface est occupée par environ 7% de gravier et de pierres volantes de gneiss. La topographie de ce lieu permet l'accumulation des eaux provenant des versants situés plus en amont. Ce phénomène donne des traits hydromorphes aux trois horizons qui caractérisent ce profil : L_g (0-19 cm), g (19-50 cm) et C_g (50-70 cm) (Figure 140d et Tableau 16)

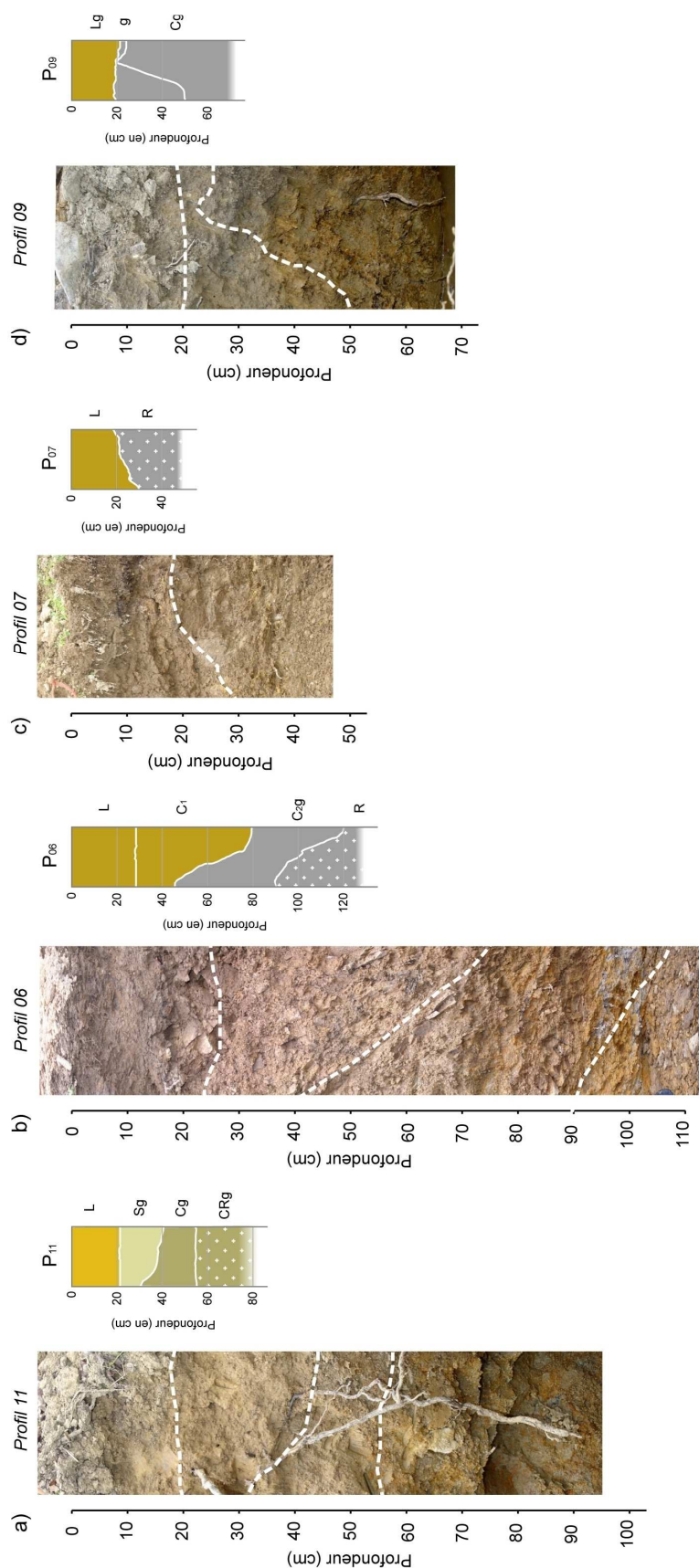


Figure 140 : (a à d). Schémas des profils de sol P_{11} , P_{06} , P_{07} et P_{09} . Légende : C= horizon C minéral, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roches massives ou peu fragmentées, S= horizon structural.

Couleur et composition : L'horizon Lg est brun jaune assez foncé à taches brun gris. La MO présente à ce niveau est estimées à moins de 5%. L'horizon g a un aspect gris avec de nombreuses taches ocre. Elles sont liées à un appauvrissement en fer qui s'accumule en de nombreuses concrétions dont la couleur suggère une composition ferro-manganiques. Le profil de sol étant peu développé, des blocs de gneiss apparaissent de manière abondante (~70%) dès 30 cm de profondeur (Cg). Ce niveau joue un rôle de plancher imperméable et empêche la circulation de l'eau vers les niveaux plus profonds.

Structure et texture des horizons : La structure en surface est polyédrique anguleuse (voir sub-anguleuse) et passe à lithique en profondeur. La texture des horizons évolue d'un niveau limoneux en profondeur vers un niveau limono-sableux en surface, en passant par un horizon appauvri en éléments sableux (i.e., limono-sablo-argileux) révélant la présence d'une couche où l'altération est plus intense.

Les propriétés qui caractérisent ce sol emmènent à le définir comme un REDOXISOL leptique surrédoxique.

Tableau 16 : Caractéristiques des horizons des sols issus de l'altération d'un gneiss. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-A-S= limono-sablo-argileux et L= limoneux. Structure : PA= polyédrique anguleuse, PS-A= polyédrique sub-anguleuse et Li= lithique.

Profil	Profondeur (en cm)	Horizon	Couleur	Texture			Type	Structure
				Argile %	Limon %	Sable %		
P ₁₁	0-21	L	10YR4/3 (M)	14,05	31,55	54,40	L-S	PA et PS-A (6 et 10 mm)
	21-40	Sg	2,5Y5/1 (M) 10YR4/6 (T)	21,88	32,73	45,39	L	PA (5 à 15 mm)
	40-55	Cg	2,5YR6/2 (M)	18,26	24,52	57,21	L-S	PA (5 à 8 mm)
	55-80	CRg	-	15,52	18,36	66,13	L-S	Li
P ₀₆	0-26	L	10YR3/4 (M)	8,98	22,30	68,72	L-S	PA (8 à 30 mm)
	26-80	C ₁	10YR5/3 (M)	12,58	23,83	63,59	L-S	PA (8 à 15 cm)
	80-120	C _{2g}	10YR7/2 (M) 7,5YR6/8 (T)	17,22	24,72	58,05	L-S	PA (8 à 15 cm)
P ₀₇	0-30 cm	L	10YR4/3 (M)	8,37	21,07	70,56	L-S	PA (5 mm)
P ₀₉	0-19	Lg	10YR4/3 (M)	10,70	17,05	72,25	L-S	PA et PS-A (7 à 25 mm)
	19-50	g	10Y6/1 (M)	24,95	25,87	49,18	L-A-S	PA (8 à 30 mm)
	50-70	Cg	10Y6/1 (M)	20,21	28,41	51,38	L	Li et légèrement PA (5 mm)

7.2.2.2 Synthèse sur l'étude des profils de sol issus d'un gneiss

Les trois premiers profils définissent une suite d'altération du gneiss. Elle est caractérisée par un sol évolué (P_{11}), un sol jeune (P_{07}) et un sol intermédiaire (P_{06}). Ces observations sont confirmées par la profondeur à laquelle la roche-mère est atteinte. Dans le premier cas, la roche massive n'est pas rencontrée. Seule une forte abondance de blocs de gneiss et une structure lithique laissent supposer sa présence quelques mètres plus bas. Dans les deux autres cas, l'ouverture des profils a été limitée en profondeur par la présence du socle.

La grande majorité des horizons ont une texture limono-sableuse. Comme pour les micaschistes, la texture est attribuable aux cristaux de quartz d'exsudation dans les horizons profonds qui se mélangent à ceux ayant une origine allochtone. Ces derniers modifient la texture des horizons de surface vers un pôle plus sableux. Les paillettes de mica encore stables sous des conditions de surface peuvent également contribuer à modifier cette texture. Contrairement aux profils P_{11} et P_{07} , le profil P_{06} présente davantage de blocs de gneiss dans l'horizon C_1 par rapport à un niveau inférieur C_{2g} suggérant une distribution inverse de ces éléments. Ce phénomène est interprété : i) soit par une zone d'altération préférentielle au sein de l'altérite en accord avec une texture moins sableuse et par un niveau plus hydromorphe limité en profondeur par le socle qui joue un rôle imperméable, ii) soit par un glissement de matière en raison de la pente qui caractérise le relief de l'altérite étudiée.

Le sol analysé sur le profil P_{09} est un cas particulier. La roche-mère est rencontrée à faible profondeur. À la base du profil, les deux horizons présentent des textures moins riches en sable (e.g., g et C_g) et l'intensification des indices d'hydromorphie, due au battement de la nappe phréatique, prouve que l'altération de la roche-mère est plus poussée. Toutefois, l'enrichissement en particules fines pour les niveaux les plus profonds peut être aussi lié à un lessivage des particules fines du haut vers le bas du profil.

7.2.2.3 Signatures spectrales des sols issus de l'altération d'un gneiss

Les spectres des profils P_{11} , P_{06} et P_{07} présentent des signatures similaires dans les deux intervalles de longueurs d'ondes étudiés. Les bandes ont une intensité qui varie en fonction de la profondeur (Figure 141a, b, c, d, e et f). Dans le visible proche infrarouge, une bande à 0,98 μm environ est identifiée pour les horizons C_g et CR_g du profil P_{11} et dans les couches C_1 et C_{2g} du profil P_{06} (Figure 141a, c), mais n'est pas observée pour le profil P_{07} (Figure 141e). Cette bande est caractéristique des processus électroniques des ions ferreux des oxydes de fer (Hunt et al., 1971a).

Dans l'intervalle de longueur d'onde compris entre 2,13 et 2,45 μm (Figure 141b, d et f), l'ensemble des spectres est caractérisé par une bande centrée à 2,20 μm avec une légère inflexion à 2,16 μm . Cette réponse est caractéristique du mélange muscovite et kaolinite (Figure 138). La détection du premier minéral est confirmée par une deuxième bande à 2,34 μm (Hunt et Salisbury, 1970, Grove et al., 1992) tandis que pour le second, seule sa composante secondaire à 2,38 μm permet

d'affirmer que la kaolinite est présente mais en moindres quantités (Grove et al., 1992 ; Clark et al., 1993).

La signature spectrale du profil P₀₉ dans le visible proche infrarouge montre une légère bande à 0,97 μm . Elle s'atténue jusqu'à disparaître des spectres des horizons de surface (Figure 141g). La forme générale du spectre entre 2,00 et 2,25 semble plus complexe que dans les cas précédents. À la différence des trois autres profils, les horizons de celui-ci présentent un peu plus de kaolinite. Elle est identifiée par son pic d'absorption secondaire spécifique à 2,16 μm , par une légère inflexion à 2,19 μm et par un approfondissement de la bande à 2,20 μm résultant de la vibration du groupement Al-OH (Figure 141g). Cette série de fines absorptions est mise en évidence grâce à la bonne résolution spectrale du spectromètre Nicolet 5700 (Figure 138). Au-delà de 2,25 μm , le spectre se caractérise par des absorptions à 2,33 et 2,38 μm . Elles résultent d'un mélange entre la kaolinite et la vermiculite (Hunt et Salisbury, 1970 ; Cudahy, 1997). En revanche, pour les spectres des horizons g et Lg, ces absorptions disparaissent en partie pour ne laisser que la bande à 2,34 μm de la muscovite qui accentue également la bande à 2,20 μm (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973). L'atténuation du pic secondaire à 2,16 μm vers la surface suggère un enrichissement relatif en muscovite par rapport à la kaolinite.

7.2.2.2.4 Résultats des analyses DRX

Comme pour les micaschistes, les analyses DRX sur roche totale permettent de mettre en évidence du quartz, des feldspaths et de la muscovite (Tableau 17). Les pics intenses de quartz et de micas marquent leur forte abondance dans tous les profils alors que l'intensité des pics du feldspath augmente généralement de façon relative du bas vers la surface. Les teneurs en kaolinite sont relativement faibles sur la série des sols P₁₁, P₀₆ et P₀₇ (Tableau 17). En revanche, elles sont plus importantes dans les horizons du profil P₀₉.

L'analyse de la fraction argileuse montre une phase à 14 Å (Figure 142a). Elle est estimée d'abondante à fréquente dans les horizons profonds et est identifiée comme étant de la smectite et de la vermiculite (Figure 142a). On distingue la smectite de la vermiculite par la présence d'un pic à 17 Å après traitement au glycol indiquant le gonflement des feuillets smectitiques (Figure 142b) (Deer et al., 1962). L'asymétrie de la bande à 14 Å observée à l'état normal ainsi que la présence d'une composante à 11,85 Å après chauffage suggèrent également la présence de vermiculite (Figure 142b).

Même si le quartz et le feldspath sont abondants dans les sols, ils ne sont pas identifiés par spectrométrie en raison de l'absence de bande d'absorption caractéristique dans cette gamme spectrale (Hunt et Salisbury, 1970). Par contre l'abondance de muscovite déduite par spectrométrie est bien corrélée aux intensités relatives des pics observées sur les diffractogrammes. Pour les horizons P₁₁, P₀₆ et P₀₇ les données DRX montrent de quantités plus faibles de kaolinite. Ceci se traduit sur les spectres par une forte atténuation du doublet caractéristique de ce minéral. En revanche pour le profil P₀₉, les forts pics confirment les bandes de la kaolinite plus particulièrement dans les deux horizons les plus

profonds. Malgré l'identification de vermiculite et de smectite par DRX, ces deux minéraux sont mal identifiés par spectrométrie.

Tableau 17 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons des profils développés à partir de l'altération d'un gneiss (mêmes observations que le Tableau 15).

Profil	Nom horizon	Qtz	Fds	Amp	Mi	Gth	Kln	Phase à 14 Å	Phase à 11 Å
P ₁₁	L	+++	++	o	++	-	+	+	-
	Sg	+++	+++	o	++	-	+	+	-
	Cg	+++	+++	o	+++	-	+	+	o
	CRg	+++	++	-	+++	-	+	++	++
P ₀₆	L	+++	+++	o	+++	-	+	o	-
	C ₁	+++	+	-	+++	-	+	+	-
	C _{2g}	+++	+	-	+++	-	+	+	-
P ₀₇	L	+++	++	o	+++	-	+	+	o
P ₀₉	L	+++	++	-	+++	-	++	+	-
	g	+++	+	-	+++	-	++	+	+
	Cg	+++	+	-	+++	-	+++	++	++

7.2.2.2.5 Discussion et conclusion

La nature des phases minéralogiques majeures présentes dans les altérites développées à partir d'un gneiss est identifiée par spectrométrie infrarouge et validée par DRX. Elles correspondent à la muscovite et dans une moindre mesure à la kaolinite et à des oxydes de fer. Pour ces deux derniers, une diminution de leur teneur relative est observée vers les horizons de surface par rapport à celle de la muscovite. Par ailleurs, certaines phases minérales identifiées par DRX ne sont pas reconnues par spectrométrie. C'est notamment le cas du quartz et des feldspaths qui ne présentent pas de signature spécifique dans ces intervalles de longueurs d'ondes. La smectite et la vermiculite ayant des bandes d'absorptions caractéristiques dans cet intervalle ne sont pas identifiées à partir des spectres mais par DRX. La difficulté de détecter ces phases par spectroscopie serait leurs faibles teneurs. Ceci est illustré par des pics moins intenses observés sur les diffractogrammes par rapport à celles de la muscovite ou de la kaolinite. Comme le montre la Figure 138, les smectites (e.g., montmorillonite) présentent une seule bande symétrique centrée à 2,20 µm dans l'intervalle étudié (Hunt et Salisbury, 1970). Puisque la muscovite montre une signature similaire, reconnaître cette argile dans un tel mélange n'est pas évident. Les mêmes remarques s'appliquent dans le cas de la vermiculite masquée par les bandes secondaires de la kaolinite.

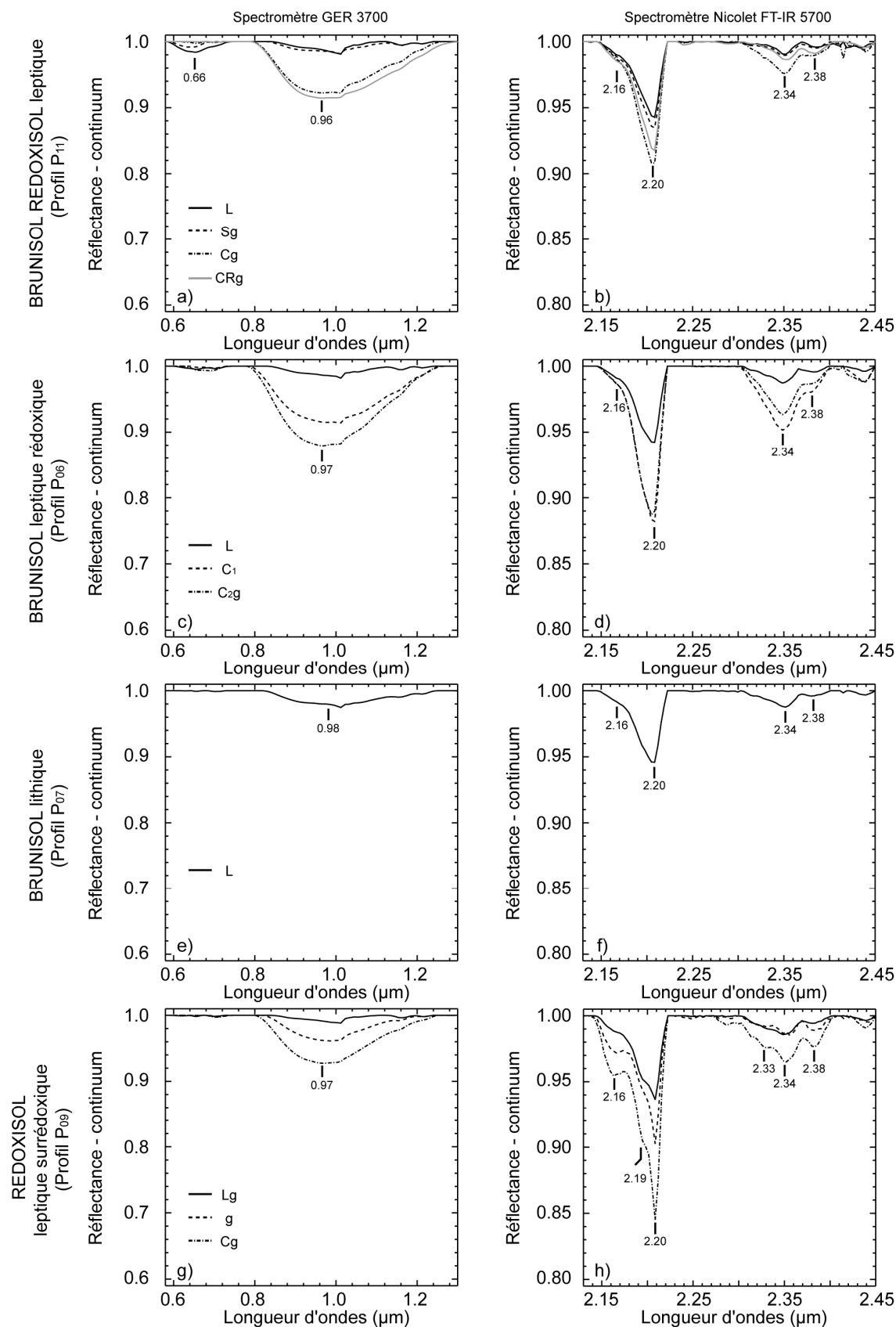


Figure 141 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'un gneiss avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).

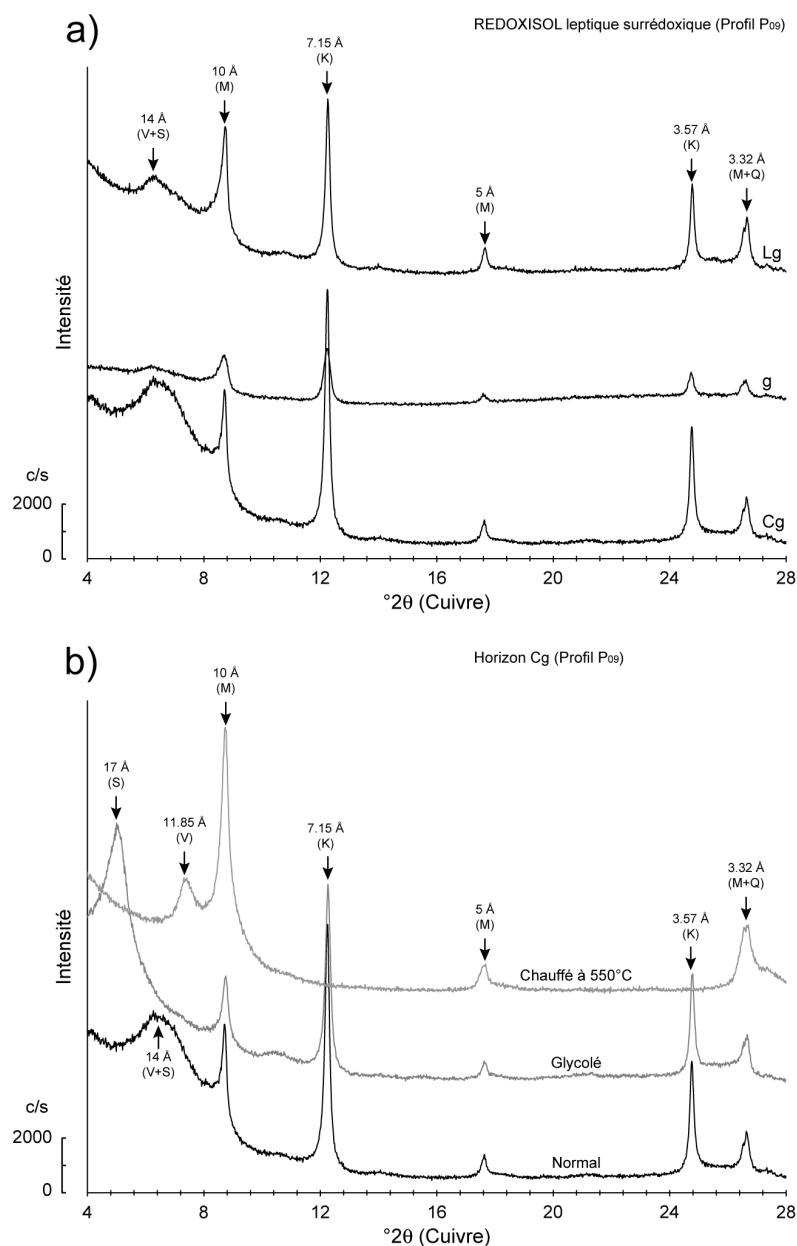


Figure 142 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profil P_{09} (a). L'horizon Cg a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). V= vermiculite, S= smectite, M= mica, K= kaolinite, Q= quartz.

La présence de quartz et de muscovite à l'état frais dans le sol prouve que ces derniers sont relativement stables dans ce milieu. Les feldspaths tendent tout de même à disparaître tout comme les biotites et les chlorites, toutes deux absentes dans l'altérite. Comme le proposent Le Pera et al. (2001), feldspath et biotite sont les premiers minéraux à être attaqués lors de l'altération d'un gneiss. La biotite et la chlorite se déstabilisent pour donner de la vermiculite et des oxydes de fer (Bassett, 1960 ; Murakami et al., 1996). Dans le cas d'une intense hydrolyse, la kaolinite est produite à partir des

feldspaths (Robertson et Eggleton, 1991). Ce minéral néoformé est identifié dans tous les profils et plus particulièrement dans le profil P₀₉. En revanche, l'identification de smectite dans un environnement où la pluviométrie favorise l'hydrolyse des roches est attribuée à un système provenant de l'altération hydrothermale des plagioclases. Des études démontrent que la formation de smectites provient de la déstabilisation des cristaux de séricite produits lors de l'altération hydrothermale des feldspaths (Toboada et Garcia, 1999). Dans ces derniers, une fine matrice de séricite se développe et finit par se substituer au cristal initial (c.f., § 7.1.2). De tels résultats semblent être cohérents avec ceux obtenus pour l'altérite du profil P₀₉. Ce type d'évolution a déjà été mentionné dans des régions tempérées (Dejou, 1977). De plus, Robert et al. (1973) démontrent que de la smectite peut se former à partir de l'altération de micas dioctaédriques (e.g., illites, séricite, muscovite) contenues dans les gneiss. Cette transformation est tout de même plus difficile à partir des micas trioctaédriques (e.g., biotite, phlogopite) (Robert et al., 1973) qui finissent par se vermiculitiser (Bassett, 1960).

7.2.2.3 Sols issus d'une amphibolite

Un seul profil est ouvert dans un sol issu de l'altération d'une amphibolite (Figure 143a et b). Il se situe à environ 600 m au sud-ouest du Pé Bardou. Le site d'étude est caractérisé par une pente supérieure à 10% qui favorise l'érosion.

7.2.2.3.1 Description sur le terrain d'un profil pédologique

- Profil P₀₈

La Figure 143c présente les différents horizons du profil de sol observés sur le terrain. Les traits pédologiques qui les décrivent sont rassemblés dans le Tableau 18. De haut en bas ce profil est caractérisé par trois horizons : L (0-22 cm), Cg (19-32 cm) et R (>32 cm) (Figure 143c).

Couleur et composition : L'horizon de surface L a une couleur noire brune à taches brunes (Figure 143c). Il est constitué de 25% d'éléments d'amphibolite. La présence d'éléments de roche-mère dans cet horizon démontre le caractère juvénile de cette altérite. La MO est présente et estimée à moins de 5%. Elle semble disparaître à partir de 20 cm lors de la transition avec l'horizon sous-jacent (Cg). Ce dernier est gris foncé à taches rouges, jaunes et grises qui suggèrent des traces d'hydromorphie. Les blocs d'amphibolite sont encore plus abondants et occupent 60% du volume de cet horizon. La roche-mère est rencontrée à moins de 50 cm de profondeur (R).

Structure et texture des horizons : Une structure polyédrique sub-anguleuse caractérise les horizons L et Cg. Un fort pourcentage en éléments sableux (~65%) donne à ces couches une texture limono-sableuse (Tableau 18). Ces éléments se composent de cristaux d'amphibole frais et de fragments de roches.

Les propriétés qui décrivent ce sol conduisent à le définir comme un BRUNISOL lithique.

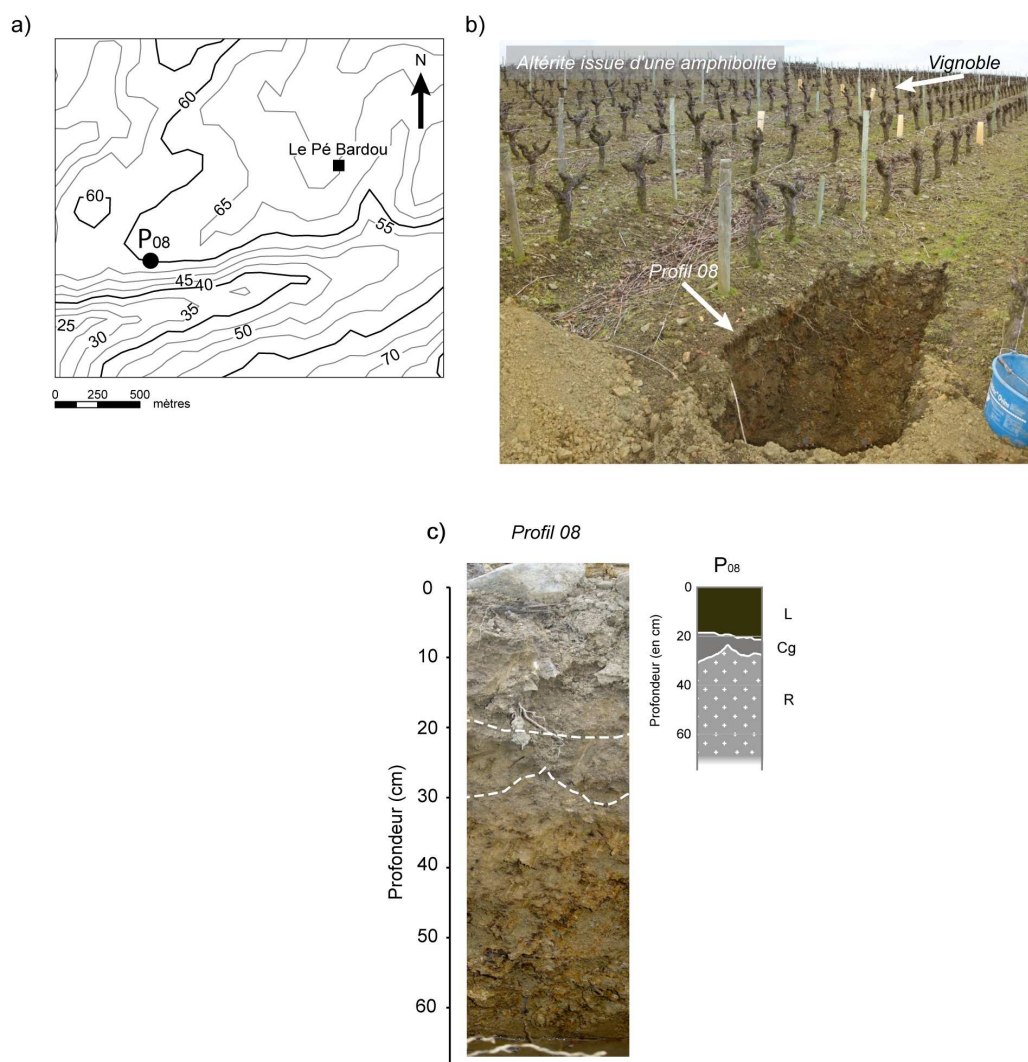


Figure 143 : (a) Distribution spatiale et situation topographique du site choisi pour l'étude d'une altérite issue d'une amphibolite. (b) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'une amphibolite. (c) Schéma du profil de sol P₀₈. Légende : C= horizon C minéral, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roches massives ou peu fragmentées.

Tableau 18 : Caractéristiques des horizons d'un sol issu de l'altération d'une amphibolite. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux. Structure : PS-A= polyédrique sub-anguleuse.

Profil	Profondeur (en cm)	Horizon	Couleur	Texture			Type	Structure
				Argile %	Limon %	Sable %		
P ₀₈	0-22	L	2,5YR3/2 (M)	9,70	25,03	65,27	L-S	PS-A (3 mm)
			7,5YR5/6 (T)					
			2,5YR4/2 (M)					
	19-32	Cg	5YR4/6 (T)	10,37	23,03	66,60	L-S	PS-A (3 mm)
			5Y5/1 (T)					

7.2.2.3.2 Signature spectrale d'un sol issu de l'altération d'une amphibolite

L'intervalle de longueur d'ondes compris entre 0,60 et 1,30 μm est marqué par deux bandes d'absorptions présentant des intensités similaires (Figure 144). La première est étroite et se situe à 0,69 μm . La seconde est plus large et est centrée à 1,00 μm . Ces deux absorptions sont respectivement associées aux transferts de charge des ions ferriques (Fe^{3+}) et ferreux (Fe^{2+}) de l'amphibole (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hawthorne, 1981) qui est encore stable dans le sol. De nombreux oxydes de fer présents dans le sol contribuent à donner une forte intensité à cette bande. L'infrarouge à courte longueur d'onde est caractérisé par une bande à 2,20 μm , associée à une absorption secondaire à 2,16 μm . La bande principale est attribuée à la présence de smectites, produits résultant de l'altération des amphiboles. De très faibles quantités de kaolinite mal cristallisée peuvent expliquer la légère inflexion observée à 2,16 μm (Cudahy, 1997). Au-delà, la signature spectrale des horizons est marquée par une étroite et faible bande à 2,24 μm et par deux absorptions plus intenses centrées à 2,31 et 2,38 μm . La première est due aux groupement Fe-OH, les deux autres au groupement Mg-OH de l'amphibole (Hunt et Salisbury, 1970).

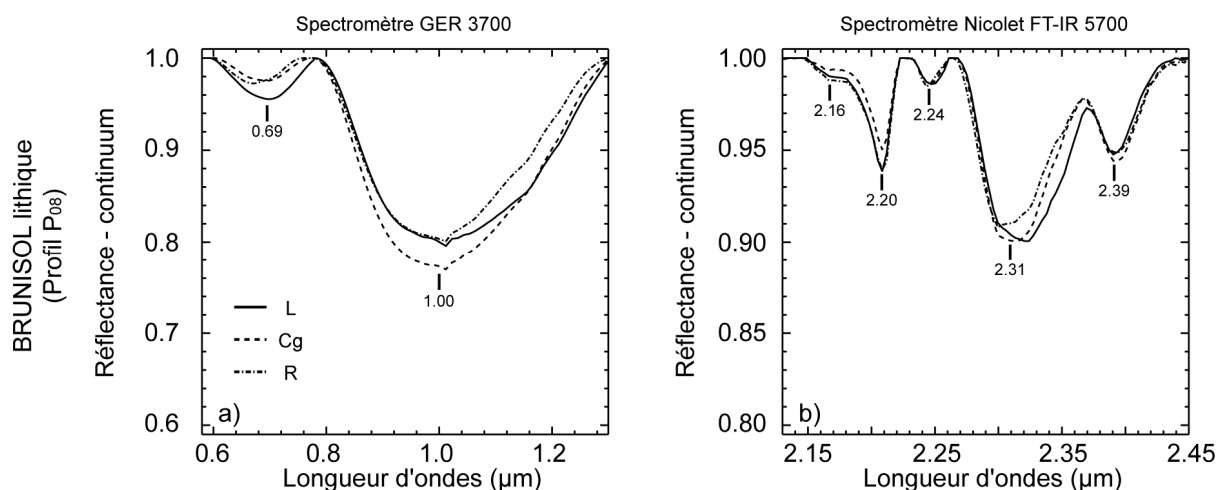


Figure 144 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'une amphibolite avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).

7.2.2.3.3 Résultats des analyses DRX

Les résultats des analyses DRX confortent ces observations (Tableau 19). D'importantes quantités d'amphibole sont déduites par la présence de pics intenses à tous les niveaux. Le quartz et le feldspath, constituants de la roche-mère, sont présents dans le sol mais en faible quantité et non identifiés par spectrométrie. L'intensité des pics montre une augmentation relative du quartz par rapport au feldspath. Ce dernier devient rare en surface. Ce phénomène s'explique par une plus grande altérabilité du feldspath devant celle du quartz (Goldich, 1938). Même si le quartz a une origine essentiellement

autochtone, l'augmentation de sa teneur en surface peut aussi s'expliquer par des éléments de même composition mais ayant une origine allochtone venant "polluer" l'altérite.

Tableau 19 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons d'un profil de sol issu d'une amphibolite (mêmes observations que le Tableau 15).

Profil	Nom horizon	Qtz	Fds	Amp	Mi	Gth	Kln	Phase à 14 Å	Phase à 11 Å
P ₀₈	L	++	+	+++	-	o	-	++	-
	Cg	+	+	+++	-	o	-	++	-
	R	-	++	+++	-	o	o	++	-

Sur les préparations orientées, des pics à 7,15 Å et à 3,57 Å sont présentes sur les diffractogrammes des échantillons normaux et glycolés (Figure 145a et b). Ils disparaissent après avoir été chauffés à 550°C (Figure 145b). Ces caractéristiques aux rayons X sont typiques de la kaolinite. La faible intensité et une largeur anormale de ces pics suggèrent que cette argile est en faible quantité et surtout mal cristallisée. Par ailleurs, les diffractogrammes indiquent à l'état normal un pic intense à 14 Å. À l'état glycolé ce pic se décale vers une valeur de 16 Å et devient asymétrique. Ceci suggérant la présence de deux composantes : une composante gonflante de type smectite et une composante peu ou pas gonflante de type vermiculite. Après chauffage, une bande à 9,50 Å liée à la fermeture des feuillets de vermiculite et de smectite est identifiée (Deer et al., 1962).

7.2.2.3.4 Discussion et conclusion

Les produits d'altération présents dans ce sol sont correctement identifiés par spectrométrie. C'est le cas de la smectite qui a des teneurs supérieures à celle de la kaolinite. Ceci ne modifie pas sensiblement la bande à 2,20 µm (Figure 146). En raison d'une forte teneur en amphibole dans le sol, la vermiculite n'est pas mise en évidence par spectrométrie. Comme l'illustre la Figure 146, les spectres de hornblende et de vermiculite ne diffèrent que par la bande à 2,25 µm. Au-delà, ces deux minéraux présentent des signatures similaires dont seule la profondeur varie.

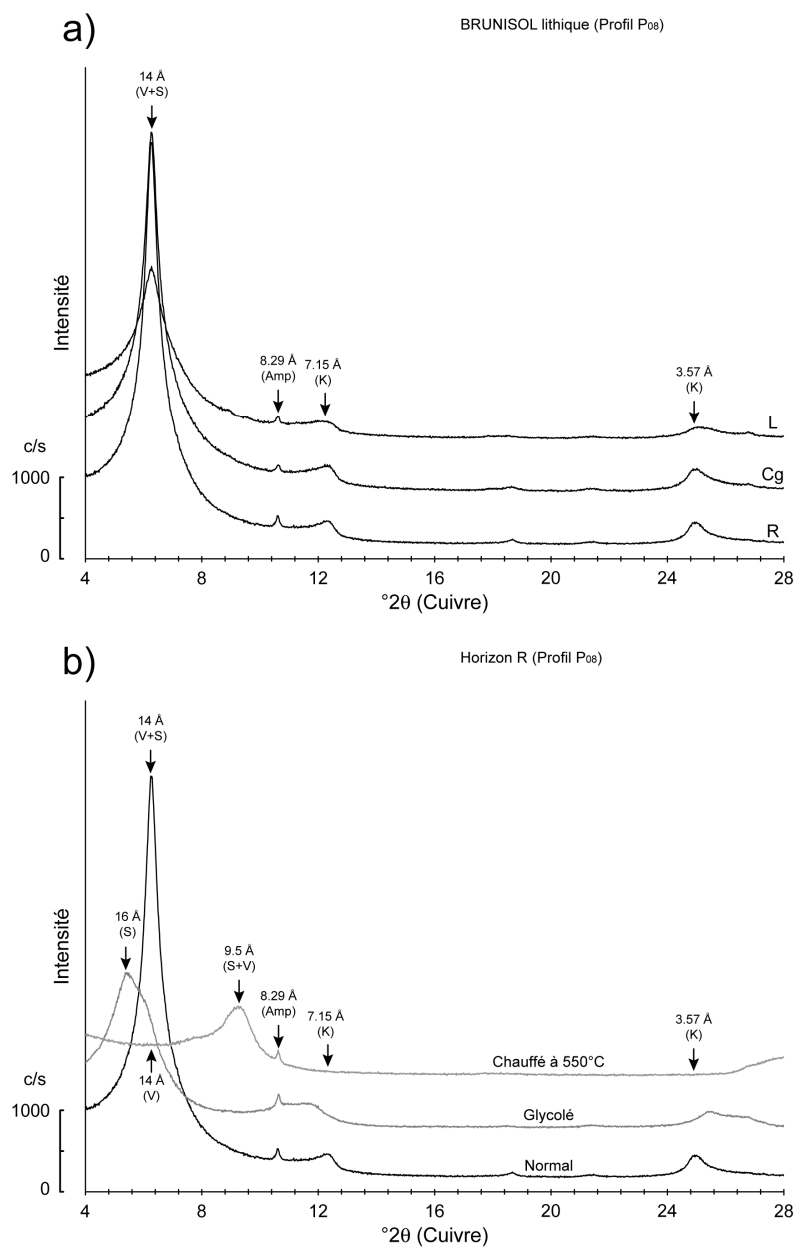


Figure 145 : Diffractogrammes de rayons X de préparations orientées de la fraction argileuse des horizons identifiés dans le profil P₀₈ (a) et de l'horizon Cg suite à des traitements à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b).

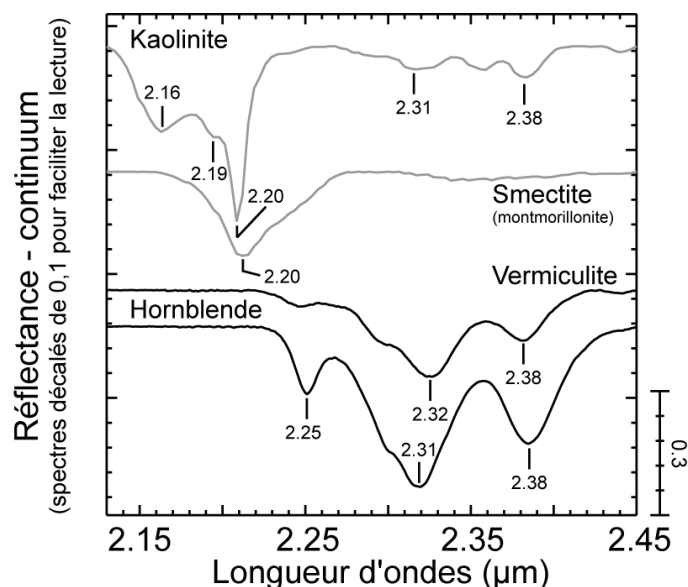


Figure 146 : Spectres d'une hornblende, d'une vermiculite, d'une smectite et d'une kaolinite après retrait du continuum entre 2,13 et 2,45 μm montrant leurs bandes d'absorptions caractéristiques. Les spectres en noir proviennent de la bibliothèque spectrale de l'USGS (Clark et al., 2007) tandis que les spectres en gris ont été acquis lors de ce travail à l'aide du spectromètre Nicolet. Les spectres ont été décalés afin de faciliter la lecture.

L'état juvénile de ce sol est justifié par les fortes teneurs en amphibole fraîche présente dans l'altérite qui se traduisent par de faibles variations spectrales entre les différents horizons. Toutefois, lorsque l'amphibole s'altère en climat tempéré, elle forme des smectites (e.g., saponite) et des vermiculites (Proust, 1982) en libérant du fer en solution qui s'accumule pour former des oxydes (e.g., goëthite). Les plagioclases et l'épidote, minéraux riches en Al et rencontrés dans la roche-mère, se déstabilisent pour former de la kaolinite (Schroeder et al., 2000). Les faibles teneurs de cette argile dans le sol sont en accord avec le mode de ces deux minéraux primaires dans la roche. Cependant, des pollutions externes ne sont pas à exclure.

En résumé, l'altérite est encore à un stade jeune pour lequel le développement de kaolinite est encore limité. En effet, cette argile a été identifiée dans des sols similaires mais où le lessivage a été plus intense (Anand et Gilkes, 1984 ; Velbel, 1989).

7.2.2.4 Sols issus de gabbro

Trois profils de sols ont permis d'étudier l'altération du gabbro affleurant dans l'ensemble du Massif du Pallet. Le premier profil se situe sur un replat en haut d'une butte à proximité du lieu-dit Le Rubi (P₀₃) (Figure 147a). Le second est placé sur un versant à pente moyenne à 800 mètres au sud-est de Mouzillon dans les environs du lieu-dit de Beauregard (P₀₄) (Figure 147b). Le dernier est ouvert sur un plateau, à 1 km du profil P₀₄ dans les environs de La Barillère (P₀₅) (Figure 147b). La Figure 147c illustre l'un des profils ouverts dans une altérite de gabbro.

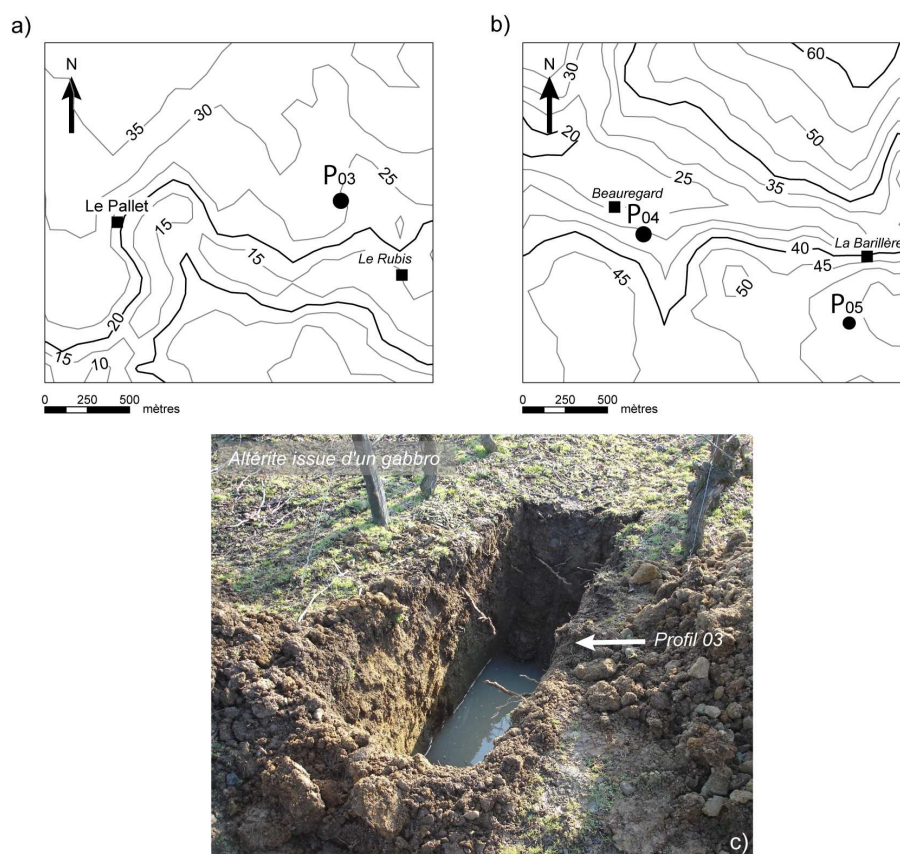


Figure 147 : (a et b) Distribution spatiale et situation topographique des sites choisis pour l'étude d'une altérite issue d'un gabbro. (c) Exemple de tranchée effectuée pour examiner l'altérite issue d'un gabbro.

7.2.2.4.1 Description sur le terrain des profils pédologiques

- Profil P_{03}

De nombreuses "boules" de gabbro caractérisent la surface de ce site. Elles sont parfois émoussées. La description de ce profil a permis de définir quatre horizons : L (0-20 cm), Spvg (18-40 cm), Cg (40-70 cm) et RCg (>60 cm) (Figure 148a et Tableau 20).

Couleur et composition : L'horizon de surface L est brun foncé et présente quelques taches ocre (Figure 148a). La MO observées dans ce niveau est estimée à moins de 5%. Les blocs de gabbros occupent près de 5% du volume de cet horizon et du niveau suivant (Spvg). Celui-ci est plus clair et caractérisé par une teinte brune avec de très nombreuses taches ocres et grises lui conférant un caractère hydromorphe. Les taches d'altération blanches et les concrétions ferro-manganiques sont également importantes. À partir de ce niveau, des faces luisantes de pression commencent à apparaître. Ces figures sont généralement observées dans les altérites constituées par des argiles gonflantes (e.g., smectites). L'horizon suivant (Cg) est brun gris. Il présente les mêmes taches que le précédent. En revanche, il diffère par une teneur en éléments de gabbro plus élevée (~20%). L'horizon RCg est gris lithochrome et présente les mêmes taches que les niveaux supérieurs. Toutefois, les concrétions ferro-

manganiques sont beaucoup moins abondantes. De nombreux blocs de gabbro sont en cours d'altération (~90%) et laissent supposer que le socle est proche.

Structure et texture des horizons : La structure des trois premiers horizons est de type polyédrique anguleuse (Tableau 20). La texture des horizons L et RCg est limoneuse avec une légère tendance plus sableuse pour l'horizon labouré alors que les horizons Cg et Spvg présentent moins de 40% de sables définissant une texture limoneuse fine et limono-argileuse.

Les propriétés qui décrivent ce sol emmènent à conclure qu'il s'agit d'un PELOSOL REDOXISOL leptique vertique.

- Profil P₀₄

À la différence du site choisi pour le profil précédent, la surface du site où a été ouvert le profil P₀₄ est caractérisée par de nombreux graviers de quartz émousés. Quatre horizons sont identifiés dans ce profil : L (0-20 cm), Spv₁ (20-70 cm), Spvg₂ (70-90 cm) et Cg (90-150 cm) (Figure 148b). Les caractéristiques pédologiques de chacun d'entre eux sont synthétisées dans le Tableau 20.

Couleur et composition : L'horizon de surface L est brun foncé avec de nombreuses taches ocres (Figure 148b). La MO est rencontrée uniquement dans cet horizon et est estimée à moins de 5%. Des éléments de quartz allochtone sont présents dans cette couche et leur abondance oscille autour de 5%. Le niveau inférieur (Spv₁) est brun. Il présente quelques taches grises. Des faces luisantes de pression sont également observées. Elles sont généralement dues à la présence d'argiles gonflantes. À partir de cet horizon, le gravier de quartz disparaît. Il est remplacé par des cristaux de feldspath (~1%) qui font moins de 0,5 cm. Leur aspect "carié" observé à la loupe illustre qu'ils sont tout de même en cours d'altération. L'horizon inférieur (Spvg₂) a les mêmes caractéristiques que le précédent. Leur différence est définie par l'apparition de traces d'hydromorphie. Les grains de feldspaths sont légèrement plus abondants (~2%). Le dernier horizon identifié dans ce profil se situe à 90 cm de profondeur (Cg). Il est brun jaune avec de nombreuses taches grises et lithochromes. Des faces luisantes de pression sont toujours observées. La roche-mère n'a pas été rencontrée en profondeur comme pour le profil P₀₃. Ceci suggère une altérite plus développée pour ce profil. La teneur en feldspath atteint cette fois-ci 4%.

Structure et texture des horizons : La structure évolue en profondeur. Elle est de type polyédrique sub-anguleuse pour l'horizon L. Pour les deux horizons intermédiaires (Spv₁ et Spvg₂), elle est polyédrique anguleuse et prismatique alors que pour l'horizon Cg, elle est polyédrique anguleuse (Tableau 20). La teneur en sables diminue vers la surface. En revanche, une forte augmentation est observée dans l'horizon labouré, lui donnant une texture limoneuse avec plus de 40% de sables. La teneur en argiles du niveau Spv₁ est supérieure à 50%. Par conséquent, la texture de cet horizon est de type argileuse. Une légère augmentation des limons pour les horizons les plus profonds permet de les définir par une texture limono-argileuse (Spvg₂ et Cg).

La description de ce sol conduit à le définir comme un PELOSOL rédoxisol vertique.

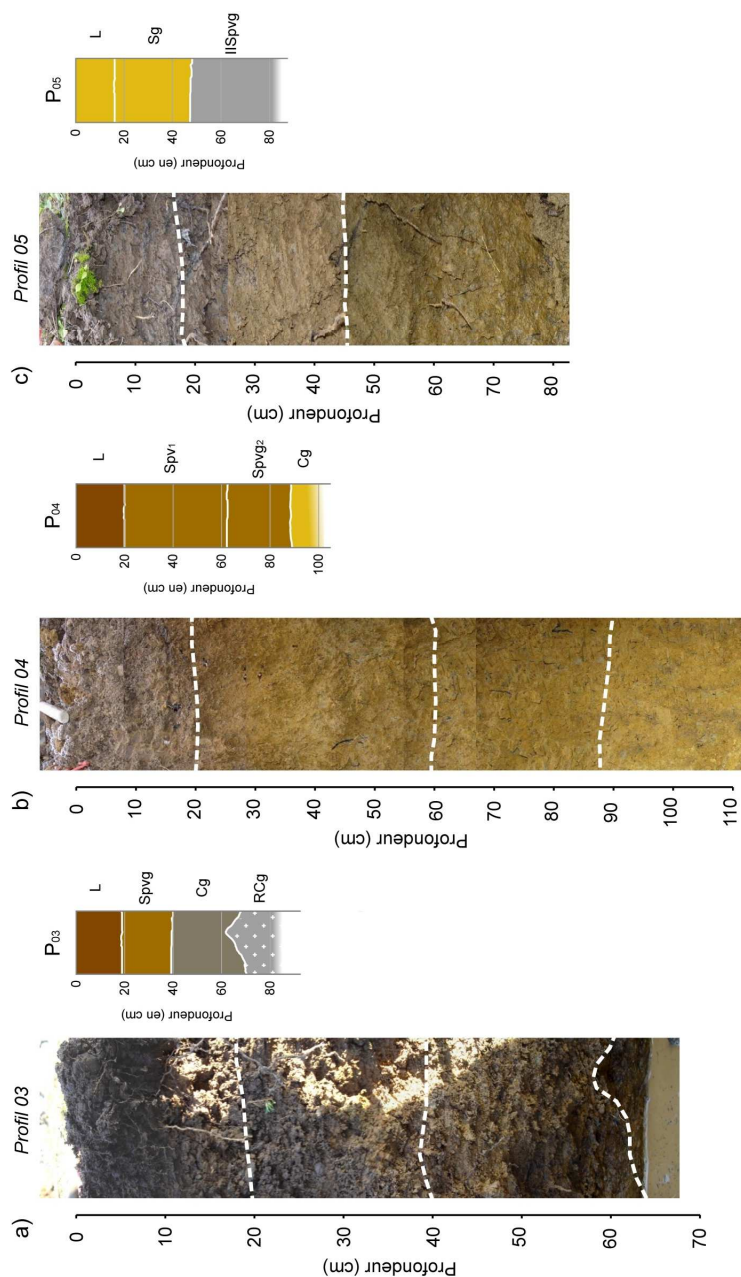


Figure 148 : Schémas des profils de sol P₀₃, P₀₄ et P₀₅ (b). Légende : C= horizon C minéral, g= horizon à caractère rédoxique, L= horizon labouré, R= couche de roches massives ou peu fragmentées, S= horizon structural, Sp=horizon S pélosolique, v= horizon verticale, II= discontinuité lithologique (i.e., superposition de plusieurs matériaux).

- Profil P₀₅

Ce profil de sol se développe à partir de résidus limono-sableux et de gabbros altérés en position de butte. Les traits pédologiques qui le caractérisent sont réunis dans le Tableau 20. Trois horizons ont été identifiés : L (0-16 cm), Sg (16-48 cm) et IISpvg (48-80 cm) (Figure 148c).

Couleur et composition : Les horizons L et Sg de ce profil présentent une couleur brune jaunâtre (Figure 148c). De nombreuses taches ocres sont observées dans les deux cas. Ces deux niveaux sont caractérisés par des éléments de quartz. Une limite est observée à partir de 48 cm de profondeur. L'horizon suivant (IISpvg) présente un aspect bariolé avec d'abondantes taches ocre et grises associées à des concrétions ferro-manganiques absentes dans les deux autres niveaux. Les faces luisantes de pression non observées pour les niveaux plus superficiels apparaissent et suggèrent la présence d'argiles gonflantes à partir de 50 cm de profondeur. Le gravier de quartz est remplacé par des cristaux de feldspaths faisant environ 0,3 mm (~2%). La MO observée dans le niveau L est estimée à 3-4%, alors que dans l'horizon Sg, elle est inférieure à 1% et finit par disparaître dans IISpvg.

Structure et texture des horizons : La structure polyédrique anguleuse est la même pour les deux premiers horizons (Tableau 20). En revanche, l'horizon IISpvg a une structure anguleuse et prismatique. Les horizons L et Sg présentent des teneurs granulométriques similaires et sont définis par une texture de type limoneux fin tandis que celle de l'horizon le plus profond est plus riche en argiles et est de type limono-argileux. Les propriétés de ce sol emmènent à le décrire comme un BRUNISOL REDOXISOL bilithique.

7.2.2.4.2 Synthèse sur l'étude des profils de sol issus d'un gabbro

Dans aucun des trois profils, le socle n'est atteint. Seul le profil P₀₃ présente des blocs de gabbro dans les différents horizons. En l'absence de ces témoins de roche-mère, trois nouveaux critères peuvent être utilisés pour retrouver l'origine gabbroïque d'une altérite : i) les cristaux de feldspath cariés absents en surface mais abondants dans les horizons profonds ; ii) les faces luisantes de pression dues aux argiles gonflantes (e.g., smectites) ; et iii) la forte abondance de concrétions ferro-manganiques. Ces deux derniers indices sont le résultat de la déstabilisation des minéraux ferromagnésiens.

La granulométrie pour ces trois profils se caractérise par une teneur en argiles et en limons similaires. En allant vers la surface, la teneur en sables augmente à cause d'une contamination par du quartz allochtone (e.g., anguleux ou émoussé). Néanmoins, le profil P₀₃ illustre que lorsque des fragments de gabbro sont présents dans l'altérite, la granulométrie est également modifiée et plus particulièrement dans les horizons les plus profonds. En effet, la fragmentation des boules fournit des éléments plus grossiers. Le phénomène du recouvrement des plateaux est clairement illustré par le profil P₀₅. D'un point de vue pédologique, les produits qui sont rencontrés dans les deux premiers horizons (i.e., L et Sg) n'ont aucune relation avec ceux qui se situent à la base (i.e., IISpvg). Ils ont été

amenés, recouvrant ainsi l'ancienne altérite de gabbro caractérisée aujourd'hui par l'horizon le plus profond de ce profil. Ces observations montrent comment une altérite peut être fossilisée.

Tableau 20 : *Caractéristiques des horizons des sols issus de l'altération d'un gabbro. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-f= limoneux fin, L-A= limoneux argileux et L= limoneux. Structure : Pri= prismatique, PA= polyédrique anguleuse, PS-A= polyédrique sub-anguleuse et Li= lithique.*

Profil	Profondeur (en cm)	Horizon	Couleur	Texture			Type	Structure
				Argile %	Limon %	Sable %		
P ₀₃	0-20	L	7,5YR3/2 (M) 7,5YR5/6 (T) 7,5YR4/3 (M)	22,74	28,29	48,97	L	PA (3 à 12 mm)
	18-40	Spvg	7,5YR5/6 (T) 5Y5/1 (T)	29,40	32,51	38,10	L-A	PA (5 à 15 mm)
	40-70	Cg	7,5YR4/2 (M)	27,73	50,57	21,70	L-f	PA (20 mm)
	> 60	RCg	10Y4/1 (M)	12,11	47,33	40,55	L	Li
P ₀₄	0-20	L	7,5YR3/2 (M) 10YR7/8 (T)	18,64	39,82	41,55	L	PS-A (5 mm)
	20-70	Spv ₁	10YR4/6 (M) 10YR7/1 (T)	52,94	30,46	16,60	A	PA et Pri (4 et 40 mm)
	70-90	Spvg ₂	10YR4/6 (M) 10YR7/1 (T)	37,21	37,95	24,84	L-A	PA et Pri (4 et 40 mm)
	90-150	Cg	10YR5/6 (M) 10YR7/1 (T) 10Y4/1 (T)	27,84	32,67	39,50	L-A	PA (6 et 50 mm)
P ₀₅	0-16	L	10YR4/3 (M) 10YR4/6 (T)	17,55	52,96	29,49	L-f	PA (4 à 15 mm)
	16-48	Sg	10YR5/3 (M) 10YR4/6 (T)	19,57	52,19	28,24	L-f	PA (3 et 10 mm)
	48-80	IISpvg	10YR6/8 (T) 7,5YR6/1 (T)	38,40	35,59	26,01	L-A	PA et Pri (4 et 40 mm)

7.2.2.4.3 Signature spectrale d'un sol issu de l'altération d'un gabbro

L'ensemble des spectres des profils analysés est caractérisé par deux bandes centrées à environ 0,68 et 0,98 μm (Figure 149a, c et e). Elles résultent des transitions électroniques des ions ferriques et ferreux des oxydes et hydroxydes de fer. La position en longueur d'onde de la bande à 0,98 μm provient certainement d'un mélange entre deux espèces minérales telle que la goëthite (i.e., ayant un minimum à 0,94 μm) et la ferrihydrite (i.e., marquée par une bande à 1,01 μm). L'intensité de ces bandes demeure similaire pour les profils P₀₃ et P₀₄ tandis qu'elle est un peu moins intense sur les

spectres du profil P₀₅. Dans l'infrarouge à courte longueur d'onde (Figure 149b, d et f), la signature spectrale de ces horizons est définie par deux absorptions. Une intense bande à 2,20 μm et une absorption un peu moins profonde à 2,16 μm . Sur le spectre de certains horizons, une légère inflexion apparaît entre ces deux bandes à 2,19 μm . La forme générale de ce doublet est attribuable à la vibration de la molécule d'Al-OH de la kaolinite. Elle est bien caractérisée sur les spectres du profil P₀₄ (Figure 149d). Néanmoins, elle tend à s'atténuer sur les spectres des profils P₀₃ jusqu'à parfois disparaître sur les spectres du profil P₀₅. Ce comportement s'explique par une diminution de la teneur en kaolinite à la faveur de nouvelles phases minérales. Dans le cas des profils P₀₃ et P₀₄, celle-ci correspond à la smectite qui provient de l'altération *in situ* des phases primaires (Figure 149b) tandis que dans le profil P₀₅, elle concorde avec la muscovite allochtone qui pollue l'altérite (Figure 149f). Au-delà de 2,20 μm , les spectres sont caractérisés par des bandes correspondant à la vibration de différentes molécules, à 2,25 μm (Fe-OH), à 2,31 et à 2,38 μm (Mg-OH) caractéristiques de l'amphibole (Hunt et Salisbury, 1970). Ces bandes sont profondes et bien marquées pour les spectres des horizons profonds du profil P₀₃. Une telle réponse est interprétée par une forte abondance d'amphibole dans les horizons les plus profonds car la roche est encore fraîche. En revanche, la diminution des intensités de ces bandes (e.g., P₀₄) allant parfois jusqu'à disparaître (e.g., P₀₅) suggère l'altération de l'amphibole en argiles. L'identification de ces dernières reste tout de même difficile en raison d'un signal plus atténué (Figure 149d et f).

7.2.2.4.4 Résultats des analyses DRX

La composition minéralogique de ces altérites caractérisée par DRX est définie par des pics intenses attribués aux amphiboles et aux feldspaths encore stables dans les horizons les plus profonds (Tableau 21). Une diminution de leur intensité en se rapprochant des horizons les plus superficiels est la conséquence de l'altération de ces minéraux donnant des produits argileux. Ces observations sont en accord avec l'atténuation des bandes d'absorptions dues à ces minéraux primaires en se rapprochant des horizons de surface. Les intensités de ces pics sont inversement proportionnelles à celles du quartz. Celui-ci est abondant en surface et devient de plus en plus rare en profondeur. Son identification à des profondeurs avoisinant les 80 cm (e.g., horizon Spvg₂ du profil P₀₄) illustre cependant à quel point les sols ont pu être remaniés, en mêlant des produits allochtones à ceux développés *in situ*. Le comportement minéralogique du profil P₀₅ diffère de celui des deux autres. Le quartz devient une des phases minérales majeures identifiées par DRX. Il est assez abondant dans les deux premiers horizons et devient faible en profondeur. Ces observations confirment la transition verticale soulignée par des traits pédologiques. La distribution de l'intensité des pics de l'amphibole est inversée par rapport à celle de la muscovite qui quant à elle est identifiée dans les horizons L et Sg. D'importants pics de kaolinite sont observés, plus particulièrement sur les diffractogrammes du profil P₀₄. Ce résultat est en accord avec le doublet caractéristique de ce minéral à 2,16 et à 2,20 μm . Des pics moins intenses dues à cette argile sont observées sur les diffractogrammes des deux autres profils

(e.g., P_{03} et P_{05} , Tableau 21). Ces observations résultent d'une diminution de la teneur relative en kaolinite expliquant ainsi la disparition du doublet caractéristique sur les spectres de ces profils. Néanmoins, dans le cas du profil P_{05} , une augmentation relative en muscovite s'ajoute à cette interprétation (Tableau 21).

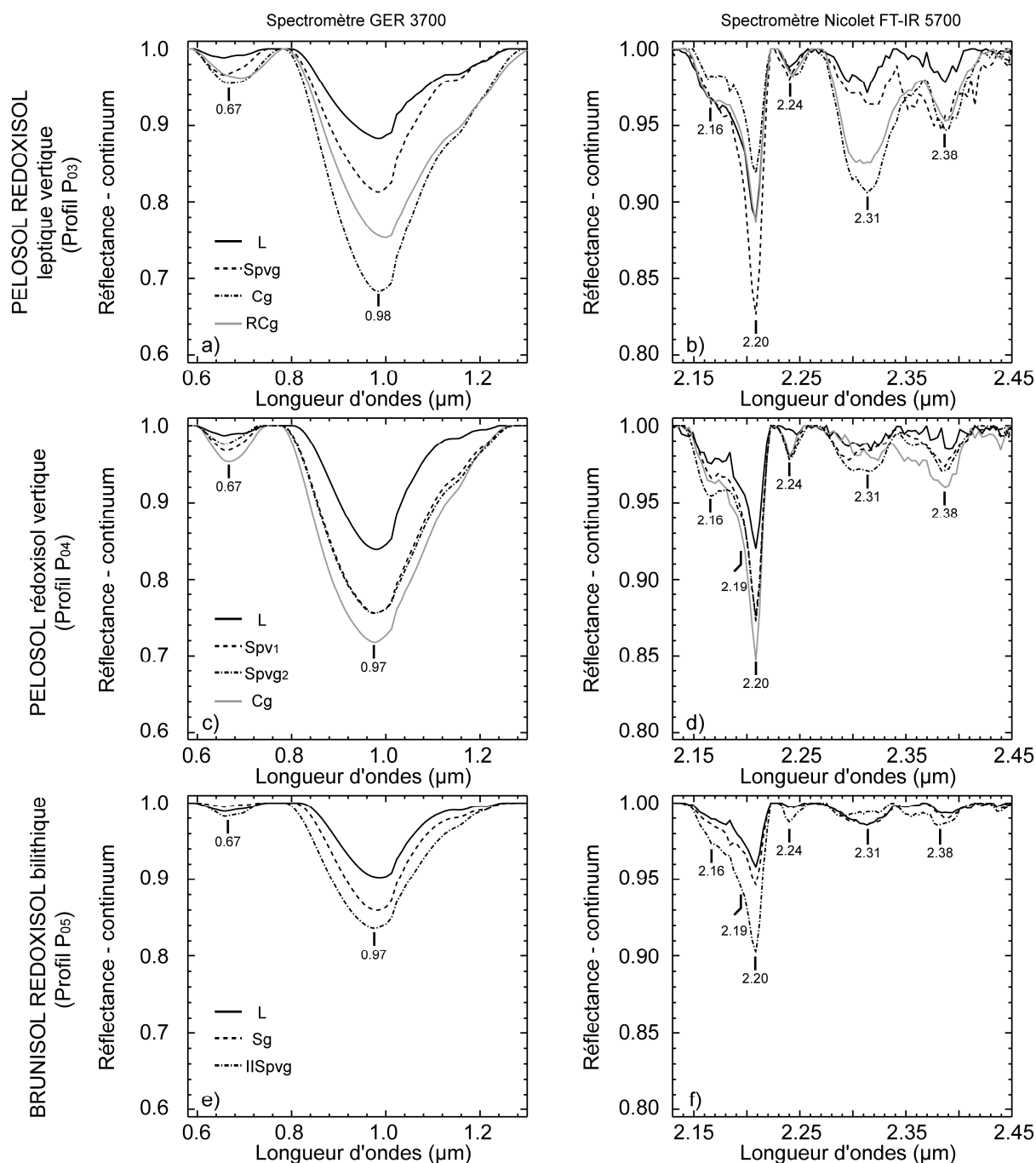


Figure 149 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'un gabbro avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).

Les phases argileuses pouvant modifier la forme de l'absorption à 2,20 μm sont identifiées par un pic à 14 \AA dont l'intensité diminue vers les horizons de surface (Tableau 21 et Figure 150a). Une

composante à 14 Å, gonflant à 16,5 Å après saturation à l'éthylène glycol et se fermant vers 9,80 Å après chauffage, est ici identifiée comme une smectite. Cette composante ne gonflant pas à 17 Å mais à 16,5 Å, la présence d'une petite quantité de vermiculite (14 Å), peu ou pas gonflante, est également soupçonnée. Par ailleurs, à l'état glycolé, la présence de smectite favorise l'élargissement du pic de la kaolinite à 7,77 Å par le plan (002). Le pic donnée par la réflexion sur le plan (001) de la kaolinite est généralement plus fine à 7,15 Å (Deer et al., 1962). Après chauffage de l'échantillon, le pic à 14 Å disparaît et passe à 9,87 Å. Ce comportement confirme la présence de la vermiculite non déduite par spectrométrie car son signal est masqué par celui d'autres phases minérales.

Tableau 21 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons des profils de sol issus d'un gabbro (mêmes observations que le Tableau 15).

Profil	Nom horizon	Qtz	Fds	Amp	Mi	Gth	Kln	Phase à 14 Å	Phase à 11 Å
P ₀₃	L	+	+	+	-	-	o	o	-
	Spvg	tr	++	+	-	o	o	o	-
	Cg	o	++	+++	-	o	o	+	-
	RCg	o	+++	+++	-	o	o	+	-
P ₀₄	L	+++	o	o	-	o	-	-	-
	Spv ₁	+	+	+	-	o	o	o	-
	Spvg ₂	+	+	++	-	o	o	+	-
	Cg	o	+++	+++	-	o	+	+++	-
P ₀₅	L	+++	++	+++	++	-	+	+	-
	Sg	++	++	++	+	-	o	+	-
	IISpvg	+	++	+	+	o	o	++	-

7.2.2.4.5 Discussion et conclusion

Les oxydes de fer, les amphiboles et la kaolinite sont les principaux minéraux identifiés par spectrométrie. Ces résultats sont validés par les DRX. *A contrario*, d'autres phases telles que la vermiculite et la smectite n'ont pas été identifiées par spectrométrie. Comme pour les données spectrales acquises sur les altérites issues d'une amphibolite, l'identification de la vermiculite est masquée par la forte signature de l'amphibole encore fraîche (i.e., vibration des groupements Mg-OH, Figure 146). De même lorsque la kaolinite est plus abondante que la smectite, la bande symétrique de cette dernière peut être confondue avec la bande à 2,20 µm de la kaolinite. Seul un enrichissement relatif de smectite par rapport à la kaolinite permettrait de mettre en évidence cette argile par la disparition du doublet. Par ailleurs, comme le suggèrent Cudahy (1997) et Grove et al. (1992), une

atténuation de l'inflexion de la bande à 2,16 μm peut être attribuée à une mauvaise cristallinité de la kaolinite.

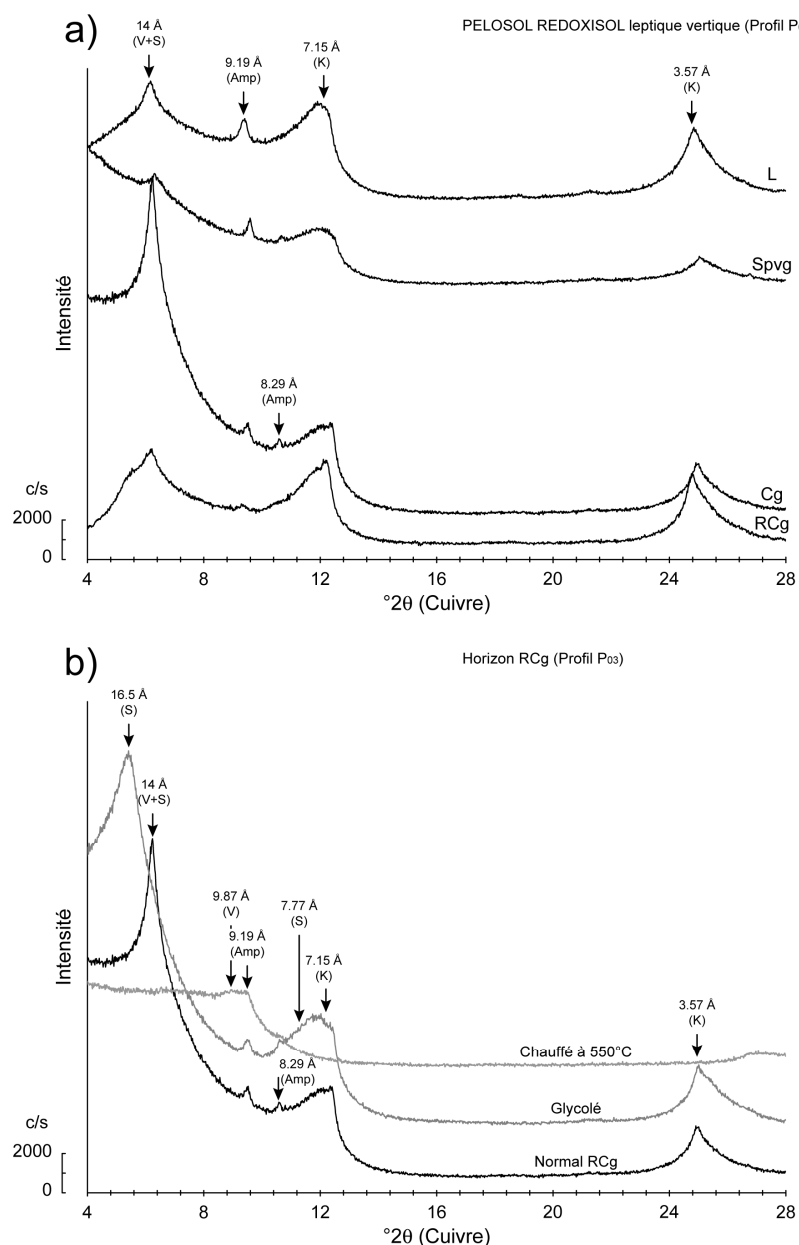


Figure 150 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profil P_{03} (a). L'horizon RCg a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). V= vermiculite, S= smectite, Amp= amphibole, K= kaolinite.

Les produits d'altération rencontrés dans ces trois altérites issues de gabbro semblent être en accord avec ceux décrits dans la littérature. L'olivine qui a été identifiée dans la roche-mère n'est plus présente dans le sol et ceci en raison de sa forte susceptibilité à être attaquée par des agents externes (Goldich, 1938). En s'altérant, elle donne lieu à la formation d'oxydes de fer et de smectites (Delvigne et al., 1979 ; Prudêncio et al., 2002). La même observation est faite pour les pyroxènes. Lorsqu'ils se

déstabilisent en fonction de leurs environnement, ils produisent des oxydes de fer, des vermiculites (Basham, 1974) ou des smectites (Rice et al., 1985a, b ; Buol et Weed, 1991). En revanche, des minéraux primaires tels que les plagioclases et les amphiboles demeurent encore présents dans le sol. D'après Basham (1974) et Buol et Weed (1991), il est possible de les rencontrer encore intacts dans les altérites si les conditions climatiques le permettent. Pour les profils analysés cela semble le cas. Par contre, lorsque les plagioclases s'altèrent en profondeur, ils peuvent donner soit des zéolites (Ildefonse, 1977), soit des smectites ferrifères lorsqu'ils sont au contact avec des amphiboles (Ildefonse, 1978 ; 1980 ; Ildefonse et al., 1979). Lorsque l'altération progresse, ces plagioclases donnent des vermiculites dioctaédriques tandis que les amphiboles se déstabilisent en des vermiculites trioctaédriques (Dejou et Ildefonse, 1979 ; Ildefonse et al., 1979). La présence de kaolinite reste à expliquer dans de telles altérites car ce minéral est souvent considéré comme étant rare (Basham, 1974) ou absent (Ildefonse, 1978). Cette abondance atypique pour certains des profils proviendrait de l'altération de nombreuses intrusions pegmatitiques riches en minéraux alumineux qui affectent l'ensemble du Massif gabbroïque (comm. pers. J. Marchand) et qui sont la source d'une altération hydrothermale sévère. En revanche, lorsque ce type d'altération hydrothermale n'a pas atteint la roche-mère, elle peut provenir soit de la perte progressive en silice des smectites produites préalablement *in situ* par les ferromagnésiens (Fernandez Sanjurjo et al., 2001), soit d'une pollution allochtone.

7.2.2.5 Sols issus de serpentinite silicifiée

L'altérite issue de la désagrégation d'une serpentinite silicifiée est étudiée à l'aide d'un seul profil (Figure 151a et b). Il est ouvert au sommet de la Butte de la Roche en position de pente faible à moyenne.

7.2.2.5.1 Description sur le terrain d'un profil pédologique

- Profil P₁₀

Le sol développé à partir de cette serpentinite silicifiée présente une couleur rouge brun caractéristique (Figure 151). Trois horizons sont observées pour ce profil : L (0-17 cm), S (17-57 cm) et IISC (57-85 cm) (Figure 151c et Tableau 22).

Couleur et composition : L'horizon L est composé par 4% de blocs de roche fortement silicifiées. Ces fragments sont plus abondants dans le niveau suivant (S) atteignant jusqu'à 35% du volume de cet horizon. Une limite nette est observée à partir de 57 cm. La roche-mère moins silicifiée est rencontrée et donne lieu à un horizon IISC. Le pourcentage de MO est dans l'horizon L est inférieure à 5%.

Structure et texture des horizons : Une structure polyédrique sub-anguleuse est observée en surface (L) alors qu'elle est polyédrique anguleuse dans S et IISC. Le quartz provenant de la

désagrégation du réseau silicaté de la roche donne jusqu'à 67% d'éléments sableux aux horizons L et S, définissant une texture limono-sableuse (Tableau 22). En revanche, l'horizon IISC a une teneur en argiles granulométriques qui double. Cela donne une texture limono-argileuse associée à l'altération d'une roche qui est de moins en moins riche en silice se rapprochant du faciès de serpentinite *sensu stricto*. Ces variations de texture donnent deux matériaux différents à partir desquels les horizons de l'altérite se développent.

La description de ce profil conduit à définir ce sol comme un BRUNISOL bilithique.

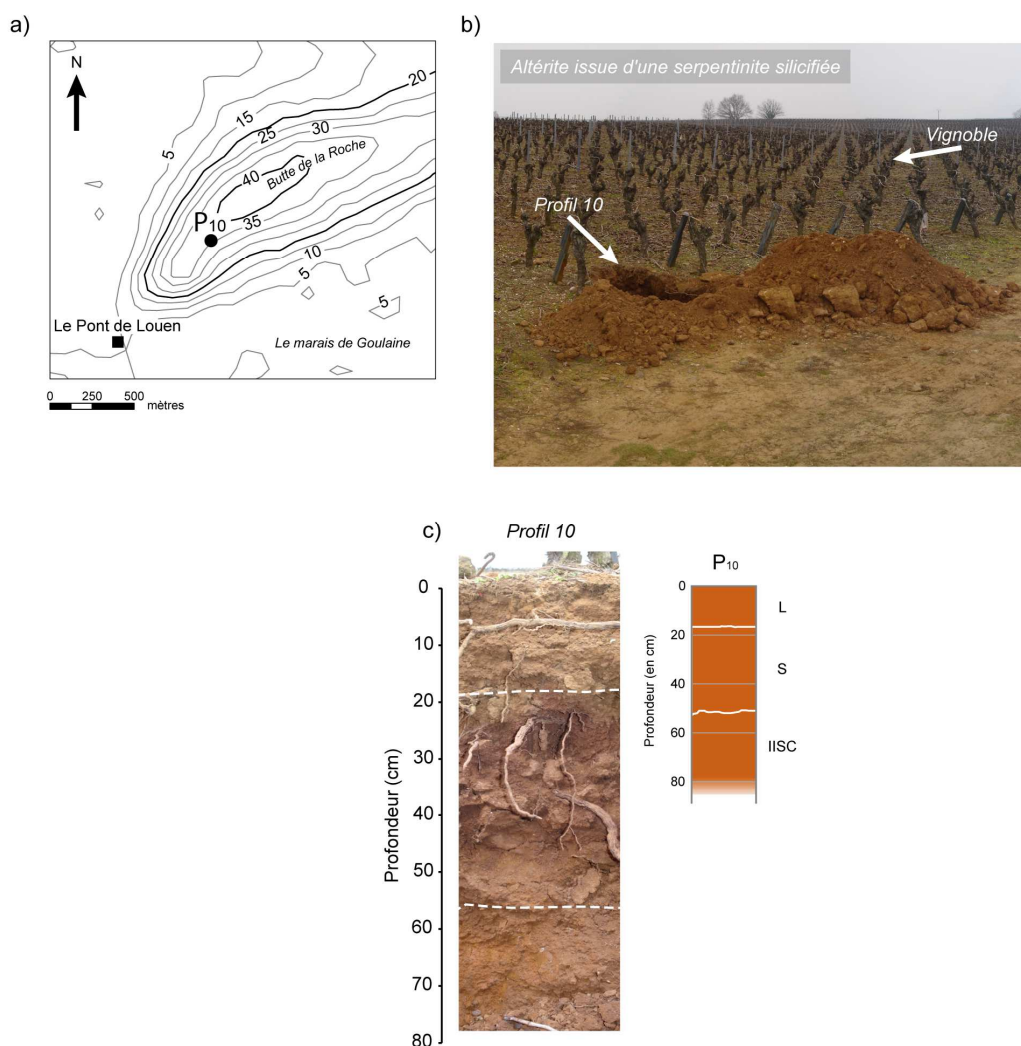


Figure 151 : (a) Distribution spatiale et situation topographique du site choisi pour l'étude d'une altérite issue d'une serpentinite silicifiée. (b) Exemple de tranchee effectuée pour examiner l'altérite issue d'une serpentinite silicifiée. (c) Schéma du profil de sol P₁₀. Légende : C= horizon C minéral, L= horizon labouré, S= horizon structural, II= discontinuité lithologique (i.e., superposition de plusieurs matériaux).

Tableau 22 : Caractéristiques des horizons d'un sol issu de l'altération d'une serpentinite silicifiée. Couleur : M= matrice et T= taches. Texture : L-S= limono-sableux, L-A : limono-argileux. Structure : PS-A= polyédrique sub-angleuse.

Profil	Profondeur (en cm)	Horizon	Couleur	Texture			Type	Structure
				Argile %	Limon %	Sable %		
P ₁₀	0-17	L	7,5YR4/3 (M)	14,56	18,71	66,73	L-S	PS-A (20 mm)
	17-57	S	7,5YR4/4 (M)	16,67	16,16	67,17	L-S	PA (15 mm)
	57-85	IISC	7,5YR4/4 (M)	39,28	18,67	42,05	L-A	PA (15 mm)

7.2.2.5.2 Signature spectrale d'un sol issu de l'altération d'une serpentinite silicifiée

Les bandes d'absorptions des spectres des horizons L et IISC sont atténuées par rapport à celles du spectre de l'horizon S dans le visible proche infrarouge (Figure 152a). Ces bandes sont centrées à 0,68 et à 0,96 μm . Elles sont respectivement attribuées aux processus électroniques des ions ferriques et ferreux contenus par les oxydes et d'hydroxydes de fer (Hunt et al., 1971a) provenant de la désagrégation de la roche.

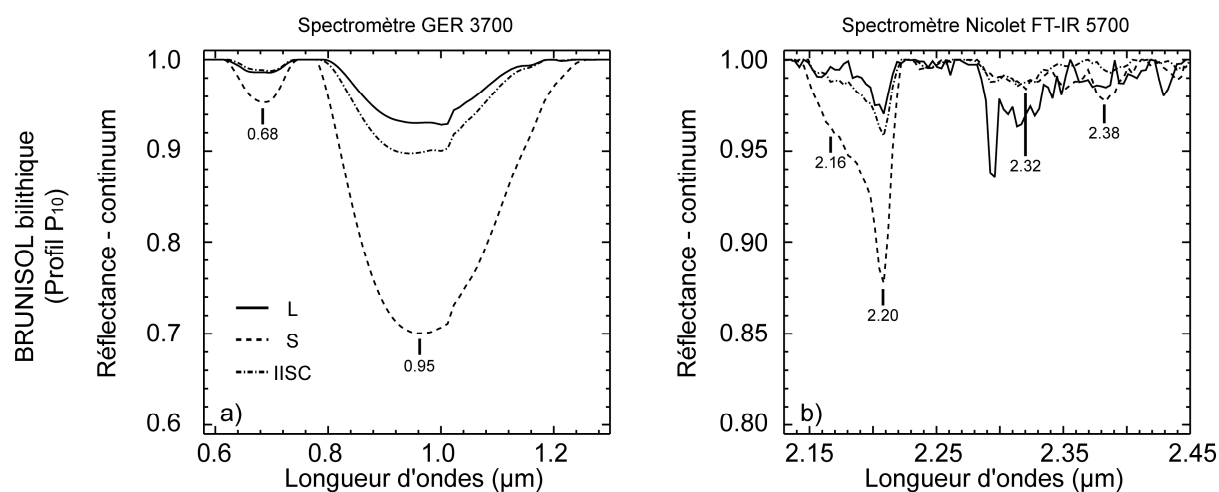


Figure 152 : Spectres des horizons des profils de sols issus de l'altération d'une serpentinite silicifiée avec retrait du continuum dans deux intervalles de longueurs d'ondes acquis à l'aide des spectromètres GER 3700 (à gauche) et Nicolet FT-IR 5700 (à droite).

Dans l'infrarouge à courte longueur d'onde, une étroite bande centrée à 2,20 μm est observée pour tous les horizons (Figure 152b). Elle est plus intense pour le niveau S où l'absorption à 2,16 μm est plus évidente à voir. Ces absorptions sont dues à de faibles quantités de kaolinite amorphe ou mal cristallisée (Grove et al., 1992 ; Cudahy, 1997). Par ailleurs, une légère bande est observée à 2,32 μm qui pourrait être attribuée à la chlorite. Cependant, le faible rapport signal-sur-bruit de l'instrument à cette longueur d'ondes ne permet pas de confirmer cette identification.

7.2.2.5.3 Résultats des analyses DRX

Les analyses DRX des horizons de ce profil révèlent la présence de grandes quantités de quartz à tous les niveaux (Tableau 23). L'horizon S présente une diminution de l'intensité des pics caractéristiques du quartz suggérant une teneur moins importante de ce minéral. Inversement, les pics associés à la goëthite et à la kaolinite (i.e., à 7,15 Å et à 3,54 Å) semblent être plus intenses (Figure 153a), en accord avec signal spectral de cet horizon.

Tableau 23 : Composition minéralogique (roche totale) déterminée par diffraction des rayons X pour les différents horizons d'un profil de sol issu d'une serpentinite (mêmes observations que le Tableau 15).

Profil	Nom horizon	Qtz	Fds	Amp	Mi	Gth	Kln	Phase à 14 Å	Phase à 11 Å
P ₁₀	L	+++	o	o	-	-	+	+	o
	S	++	o	-	-	+	++	+	o
	IISC	+++	o	-	-	o	+	+	o

Les analyses DRX des horizons de ce profil révèlent la présence de grandes quantités de quartz à tous les niveaux (Tableau 23). L'horizon S présente une diminution de l'intensité des pics caractéristiques du quartz suggérant une teneur moins importante en ce minéral. Inversement, les pics associés à la goëthite et à la kaolinite (i.e., à 7,15 Å et à 3,54 Å) semblent être plus intenses (Figure 153a), en accord avec la signature spectrale de cet horizon. Il est marqué d'une part par des bandes d'absorptions plus intenses et d'autre part par un spectre moins bruité.

L'analyse de la fraction argileuse montre que la phase à 14 Å est présente dans tous les horizons (Figure 153a). En revanche, elle est fortement atténuée dans l'horizon S. Après traitement à l'éthylène glycol, la position de ce pic ne change pas (Figure 153b). Des résultats identiques sont obtenus après avoir fait chauffer l'échantillon de l'horizon IISC à 550°C. Ce comportement est typique de la chlorite (Deer et al., 1962). Toutefois, elle est difficilement identifiée par spectrométrie. Dans les diffractogrammes des horizons de surface, sont reconnus des micas (i.e., pics à 10 Å (001), 5 Å (002) et 3,32 Å (003)), des feldspaths et des amphiboles (Tableau 23). La faible expression des pics caractérisant ces minéraux suggère qu'ils sont en de très faibles quantités. Leur présence dans une telle altérite issue d'une roche-mère ne contenant pas ces minéraux suggère une pollution par du matériel allochtone.

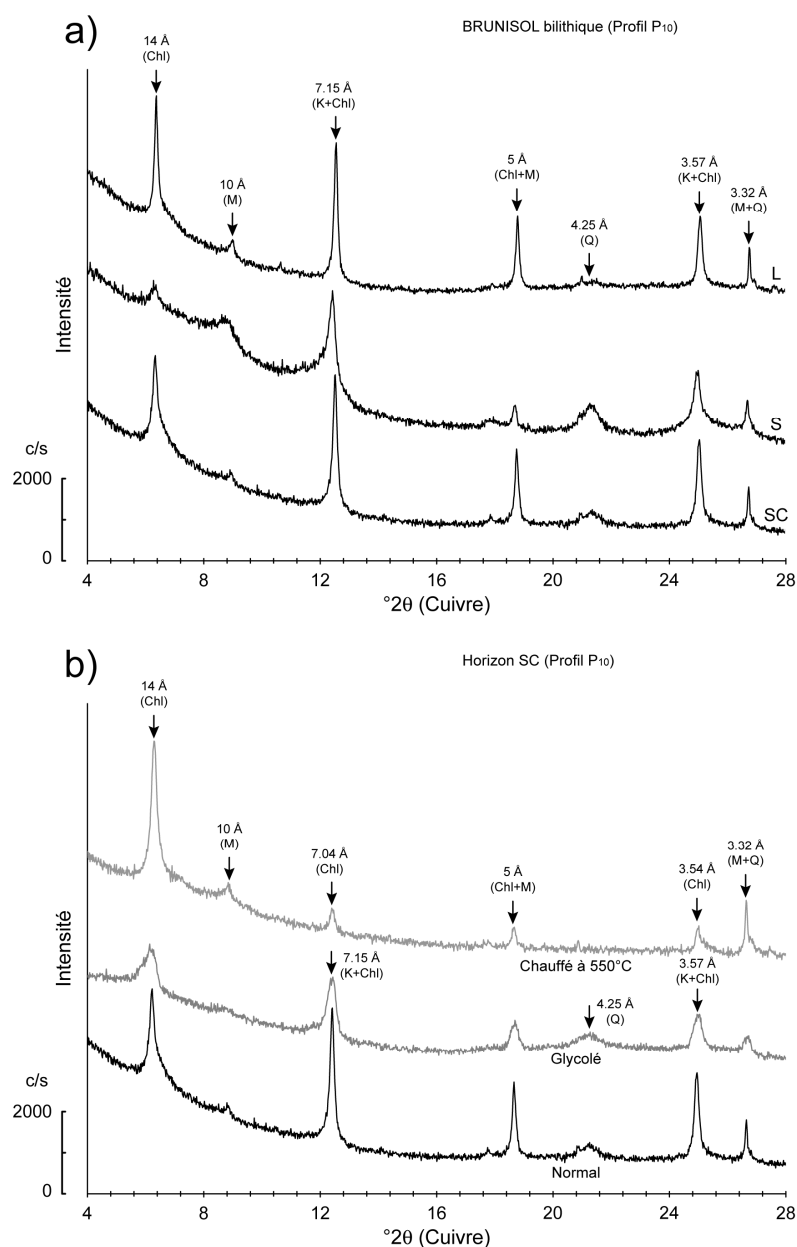


Figure 153 : Diffractogrammes de rayons X caractérisant la fraction argileuse présente dans les horizons du profil P₁₀ (a). L'horizon SC a subi un traitement à l'éthylène glycol et un chauffage à 550°C (b). Chl= chlorite, M= mica, K= kaolinite, Q= quartz.

7.2.2.5.4 Discussion et conclusion

L'analyse minéralogique menée par spectrométrie infrarouge et par DRX montre la présence d'oxydes de fer, de kaolinite et de chlorite dans les sols. Ce dernier minéral est tout de même difficilement identifié à partir des spectres dans l'infrarouge à courte longueur d'onde en raison d'un rapport signal-sur-bruit insuffisant. Comme le montre la Figure 154, lorsque la kaolinite et la chlorite sont présentes dans un tel mélange, elles peuvent mutuellement dissimuler leur bandes d'absorptions caractéristiques. En effet, la kaolinite est caractérisée par un doublet à 2,20 μm non représenté sur le

spectre de la chlorite et inversement, les bandes à 2,25, 2,32 et 2,38 μm de la chlorite sont faibles ou absentes du spectre de la kaolinite.

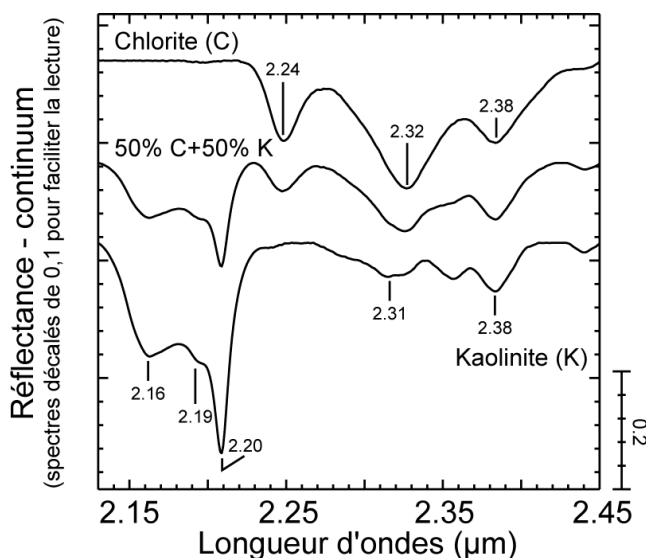


Figure 154 : Spectres USGS d'une kaolinite et d'une chlorite après retrait du continuum entre 2,13 et 2,45 μm montrant leurs bandes d'absorptions caractéristiques (Clark et al., 2007). Le spectre intermédiaire est le résultat de la combinaison linéaire de 50% de chacune des deux argiles. Les spectres ont été décalés afin de faciliter la lecture.

Les résultats obtenus pour l'altérite en question se rapprochent de ceux qui sont observés dans des sols qui se développent dans un milieu tropical humide. Dans une serpentinite affleurant au Brésil, Vidal-Torrado et al. (2006) observent le développement d'un réseau silicaté. À la base des altérites, ils identifient des smectites ainsi que de nombreux oxydes de fer. En se rapprochant de la surface, les produits formés tendent à évoluer vers de la kaolinite. L'identification de cette argile dans ce type d'altérite illustre l'intense lessivage existant dans un tel environnement. Les conditions climatiques connues actuellement sous nos latitudes sont insuffisantes pour former un tel réseau de silice comme c'est le cas des roches affleurant au niveau de la Butte de la Roche. Il s'est formé dans un environnement plus chaud qui caractérisait la région dans le passé, sans doute durant le Tertiaire (Durand, 1960). Aujourd'hui, la kaolinite anciennement produite est présente dans l'altérite comme un produit hérité. La configuration actuelle du Massif fortement silicifié empêche la formation de smectites et/ou de vermiculites (Istok et Harward, 1982 ; Fontanaud et Meunier, 1983 ; Bonifacio et al., 1997 ; Lee et al., 2003), qui sont des argiles stables dans les conditions climatiques actuelles (Dejou et al., 1977).

7.2.3 Quantification relative des oxydes de fer et de certains phyllosilicates présents dans les altérites

Dans la partie précédente, la minéralogie des altérites a été expliquée par une simple comparaison de la forme et de la position des bandes d'absorptions observées sur les spectres des horizons des différents sols avec celle de minéraux standards définis dans des bibliothèques spectrales (e.g., Hunt et Salisbury, 1970 ; Grove et al., 1992 ; Clark et al., 1993). Ces résultats ont été ensuite validés par DRX. En revanche, il a été démontré que certains des minéraux présents dans les altérites sont parfois mal identifiés à partir de la spectrométrie. Ce phénomène a été interprété comme étant lié à :

- une faible teneur des minéraux en question,
- une absence d'absorption dans l'intervalle de longueur d'onde étudié,
- une dissimulation des absorptions des minéraux en question par celle d'autres espèces ayant des bandes positionnées aux mêmes longueurs d'ondes à cause d'ions ou de molécules similaires.

Cette partie a pour objectif de mettre en évidence certains minéraux en étudiant la pertinence de l'utilisation de la surface des bandes d'absorption pour estimer leur concentration.

Il a été démontré que pour chaque altérite des minéraux primaires peuvent encore subsister (e.g., quartz, feldspaths, amphiboles, muscovites) et que par contre de nouvelles phases secondaires apparaissent au fur et à mesure que l'altération avance. Ces derniers minéraux ont été identifiés comme étant des oxydes et hydroxydes de fer (e.g., goëthite, ferrihydrite) et des argiles (e.g., smectites et kaolinite). Ces deux familles sont caractérisées respectivement par des absorptions à environ 1,00 et 2,20 μm (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973). Afin d'estimer leur abondance dans les différents horizons des altérites, l'aire de chaque bande est évaluée. Cette mesure est une quantité sans dimension et est obtenue en intégrant les profondeurs de bande sur toutes les longueurs d'onde qui caractérisent la bande (c.f., § 5.1.3). Par ailleurs, ce critère ne peut être appliqué que si la position en longueur d'onde des absorptions examinées est proche d'un spectre à un autre, certifiant que les processus physico-chimiques qui les produisent sont rigoureusement les mêmes. La surface de l'absorption associée aux oxydes et hydroxydes de fer est calculée après retrait du continuum dans l'intervalle compris entre 0,78 et 1,30 μm (Tableau 13 et Figure 155a). Une précision est tout de même nécessaire pour l'utilisation de la bande à 2,20 μm . Elle correspond à la vibration de la molécule d'Al-OH présente dans certaines argiles comme la kaolinite ou les smectites. Mais cette absorption est également observée sur le spectre de la muscovite car elle comporte les mêmes molécules. Pour cette raison, l'aire de la bande à 2,20 μm ne peut pas être utilisée pour estimer la teneur relative en argiles, mais plutôt en phyllosilicates. De plus, l'absence de cette bande sur le spectre de certains de ces minéraux en feuillets (e.g., vermiculites et chlorites) justifie l'utilisation du terme phyllosilicates au sens large. Puisque la muscovite et les smectites ne sont pas caractérisées par

un doublet à 2,16 μm comme c'est le cas de la kaolinite, l'aire de la bande est définie par l'intervalle compris entre 2,18 et 2,22 μm (Figure 155b), après retrait du continuum entre 2,13 et 2,22 μm (Tableau 13).

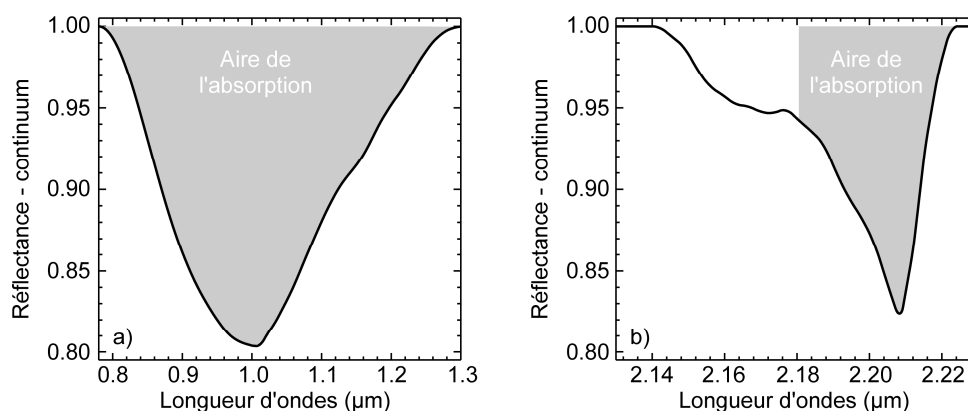


Figure 155 : Aire des bandes d'absorptions analysées pour quantifier de façon relative la teneur en (a) oxydes et hydroxydes de fer et (b) en phyllosilicates au sens large du terme.

Si l'on représente la surface de la bande d'absorption en fonction de la position des échantillons sur les profils pédologiques, analysés on peut avoir une idée relative de l'évolution verticale de la présence d'oxydes et hydroxydes de fer et des phyllosilicates dans les différents sols. Ceci peut donner une indication sur :

- des niveaux de concentration relatifs en fer en relation aux phénomènes d'hydromorphie qui peuvent ensuite être croisés avec les observations visuelles des horizons ;
- l'évolution de l'altération de la roche-mère permettant ainsi d'identifier les minéraux primaires des minéraux secondaires.

- Sols issus de l'altération d'un micaschiste :

La surface de la bande attribuée au fer est de 11 pour l'horizon Cg du profil P₀₁ (Figure 156a₁) et passe à moins de 5 pour le reste des horizons situés en surface. Cette même tendance est confirmée pour les horizons de l'altérite du profil P₀₂, à la différence que la surface analysée de l'horizon RCg ne dépasse pas 5 (Figure 156b₁).

Une distribution similaire est observée pour l'aire de la bande à 2,20 μm (Figure 156a₂ et b₂). En revanche, la surface de cette bande pour les niveaux les plus profonds tels que Cg et RCg demeure similaire. Elle est attribuée à la forte abondance en muscovite provenant de la roche-mère proche. Pour les horizons supérieurs, la surface de la bande est divisée par deux par rapport à celle des niveaux profonds. Néanmoins, un léger enrichissement est observé dans l'horizon Eg. Il est bien corrélé à un aspect plus argileux décrit par des critères pédologiques (Tableau 14).

- Sols issus de l'altération d'un gneiss :

L'aire de la bande à 1,00 μm des altérites issues de gneiss présente sensiblement le même comportement que celui décrit pour les sols issus de micaschiste mais avec des intensités différentes (Figure 156c₁, d₁, e₁ et f₁). L'altérite qui présente l'aire la plus importante correspond à celle du profil P₀₆ et ceci pour l'horizon le plus profond C_{2g}. Les valeurs des niveaux CRg et Cg du profil P₁₁ sont sensiblement comparables à celles de l'horizon C₁ du profil P₀₆. Les horizons labourés des profils situés sur le même versant (i.e., P₁₁, P₀₆ et P₀₇) présentent des aires similaires. À la différence des horizons profonds observés dans les profils P₁₁ et P₀₆, l'altérite étudiée sur le profil P₀₉ a une surface de bande très faible et plus particulièrement pour les niveaux situés à moins de 50 cm (Figure 156f₁).

Une tendance décroissante vers la surface est également observée pour l'aire de la bande associée aux phyllosilicates (Figure 156c₂, d₂, e₂ et f₂). Par contre, un enrichissement relatif de certains horizons pour les profils P₁₁ et P₀₆ est remarqué et ceci pas forcément pour les couches les plus profondes. Ce cas de figure n'est pas observé pour l'altérite du profil P₀₉ qui présente une importante surface pour l'horizon Cg (Figure 156f₂). Comme pour le fer, l'ensemble des horizons de surface est caractérisé par des valeurs similaires.

- Sol issu de l'altération d'une amphibolite :

L'aire de la bande associée au fer des horizons d'altérite issue d'une amphibolite augmente vers la surface avec un enrichissement relatif pour l'horizon Cg (Figure 157a₁). L'amphibole encore à l'état frais contribue à augmenter la surface de cette absorption.

L'aire de la bande à 2,20 μm présente de faibles valeurs, inférieures ou égales à 0,4 (Figure 157a₂). Par ailleurs, un appauvrissement relatif en phyllosilicates est observé pour l'horizon Cg. Ce résultat présente un comportement inverse à celui de l'aire de la bande à 1,00 μm et traduit la nature jeune de cette altérite. La faible production d'argiles est expliquée par l'amphibole encore stable dans les sols.

- Sols issus de l'altération d'un gabbro :

L'aire de la bande à 1,00 μm décroît vers la surface pour les altérites des profils P₀₃ et P₀₄. En revanche, un enrichissement relatif est observé dans les horizons Cg et Spv₁ (Figure 157b₁ et c₁). Une décroissance constante de cette bande est observée pour l'altérite du profil P₀₅ (Figure 157d₁). Les valeurs en profondeur pour ce profil demeurent faibles par rapport aux profils P₀₃ et P₀₄ et ce, jusqu'à la surface.

Un comportement inverse est observé pour la bande associée aux phyllosilicates du profil P₀₃. Ce critère diminue en intensité de l'horizon RCg vers l'horizon Cg. Il double à partir de 40 cm dans la couche Spvg pour ensuite diminuer vers l'horizon labouré avec des valeurs similaires à celles rencontrées pour l'horizon profond. Pour les profils P₀₄ et P₀₅, l'aire de la bande associée aux phyllosilicates présente la même tendance que celle observée pour la bande à 1,00 μm .

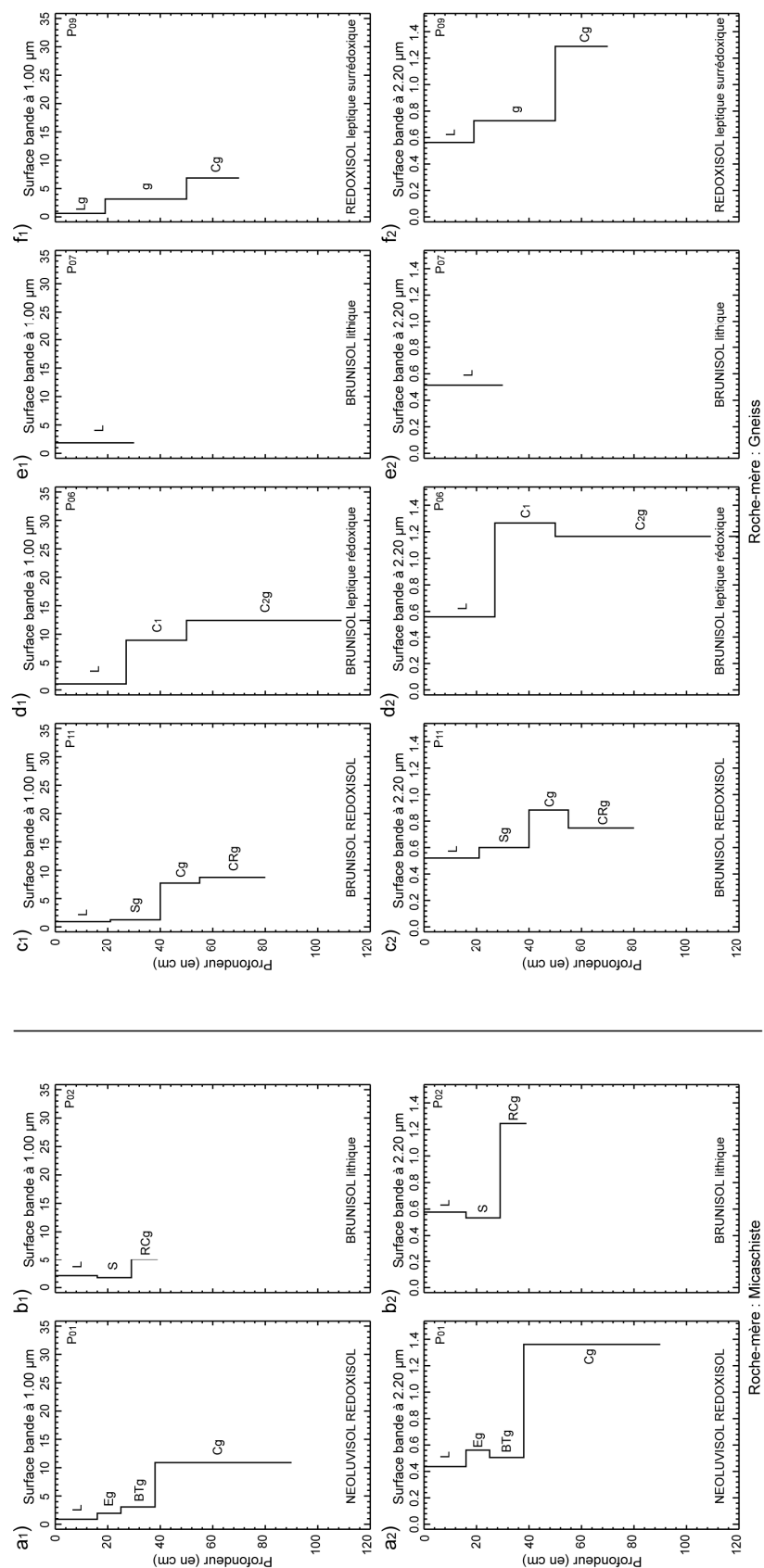


Figure 156 : Surface des bandes d'absorptions à 1,00 et à 2,20 µm en fonction de la profondeur pour les profils représentant des altérites de micaschistes (a et b) et de gneiss (c, d, e et f).

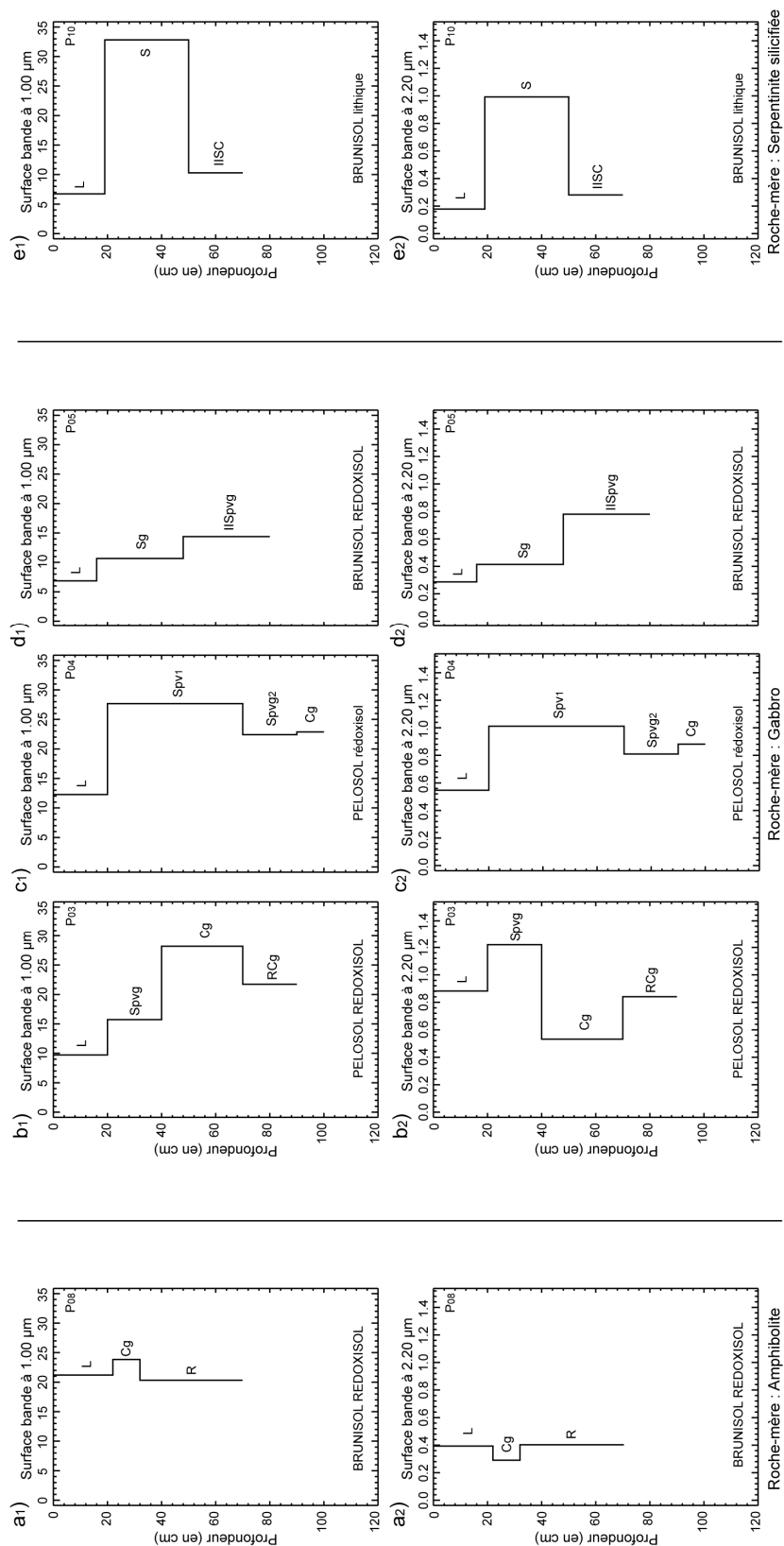


Figure 157 : Surface des bandes d'absorptions à 1,00 et à 2,20 µm en fonction de la profondeur pour les profils représentant des altérites issues d'amphibolite (a) de gabbro (b, c et d) et de serpentinites silicifiées (e).

- Sol issu de l'altération d'une serpentinite silicifiée :

La surface de la bande à 1,00 μm du sol issu d'une serpentinite silicifiée décroît légèrement de l'horizon IISC à la couche labourée avec une augmentation pour l'horizon intermédiaire S d'un facteur de 5 (Figure 157e₁). Un résultat identique, mais avec des aires plus faibles, est obtenu pour la surface de la bande à 2,20 μm (Figure 157e₂).

La comparaison de ces deux absorptions en fonction de la profondeur montre dans un premier temps que la délimitation des horizons selon des critères pédologiques divers est en accord avec des valeurs différentes pour ces deux critères spectraux.

- Relation entre les deux bandes d'absorptions :

La confrontation de l'aire de ces deux bandes d'absorptions permet de simplifier l'interprétation de ces résultats mettant ainsi en évidence deux grandes familles d'altérites. La première est caractérisée par des surfaces de bande à 1,00 μm comprises entre 0 et 14 et des aires de bande à 2,20 μm supérieures à 0,5 (Figure 158a). Elle est définie par les sols issus de micaschistes et de gneiss, relativement pauvres en oxydes de fer et riches en muscovite. La seconde présente des surfaces de bande à 1,00 μm beaucoup plus élevées en raison d'une nature plus riche en fer des roches-mères. Elles sont comprises entre 0 et 30. À la différence de la famille précédente, les aires de bandes à 2,20 μm sont inférieures à 1 (Figure 158b). Ce deuxième groupe est déterminé par des altérites issues de l'altération des amphibolites, gabbros et serpentinites silicifiées.

Ces deux critères semblent être bien corrélés pour ces deux familles comme le montre la Figure 158c. Pour le premier groupe, le coefficient de corrélation demeure tout de même un peu faible ($R^2=0,69$). Ce résultat est sans doute dû aux horizons qui présentent une légère anomalie causée par des phyllosilicates plus abondants. En revanche, un meilleur coefficient ($R^2=0,86$) est obtenu pour les altérites issues de roches riches en ferromagnésien (Figure 158c). Mais, à la différence de la première tendance, cette corrélation est calculée pour les altérites qui ne présentent pas de blocs de roche en abondance comme c'est le cas des profils P₀₃ et P₀₈. En effet, la distribution de ces deux derniers profils définit une tendance négative (Figure 158b). Celle-ci est sans doute attribuable aux minéraux encore frais dans la roche et qui finissent par modifier le signal du sol comme c'est le cas des ferromagnésiens.

Pour la première famille d'altérites, les surfaces de la bande à 1,00 μm les plus importantes sont rencontrées dans les horizons C, CR et RC qui présentent un caractère rédoxique (g). Ces niveaux profonds correspondent par définition à des horizons qui ont subi une altération chimique importante et qui sont riches en minéraux. Ces niveaux coïncident également avec les plus fortes surfaces de la bande à 2,20 μm . En revanche, une légère augmentation de l'aire est observée dans certains profils et plus particulièrement pour les horizons C.

Pour le deuxième groupe, l'aire de la bande à 1,00 μm , supérieure à 15, concerne les horizons S et Spv qui peuvent ou pas avoir un caractère rédoxique (g). Ces niveaux ne sont pas forcément les plus

profonds. Ils se situent à une profondeur intermédiaire du profil et correspondent à des horizons structuraux, où par définition des argiles se forment. Ce phénomène permet donc d'expliquer les surfaces un peu plus importantes de la bande à 2,20 μm pour ces horizons.

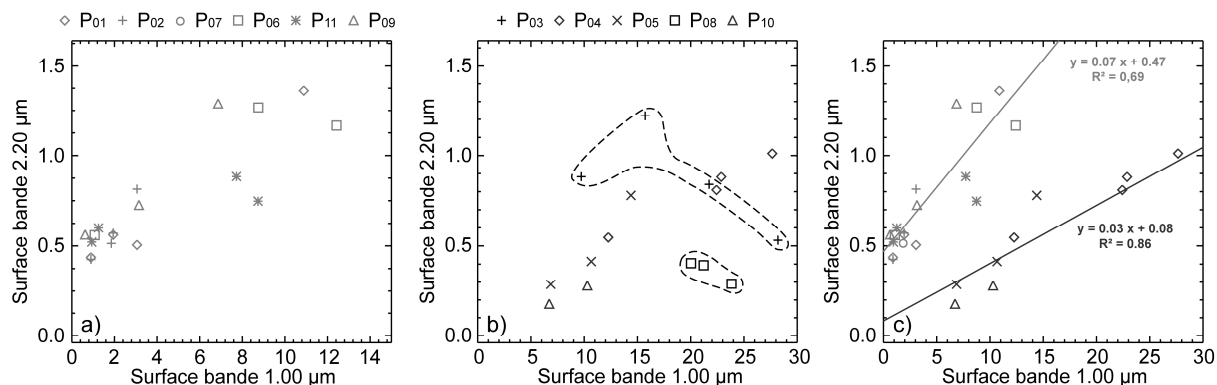


Figure 158 : Diagrammes illustrant les relations existantes entre la surface des bandes à 1,00 et à 2,20 μm pour les altérites issues de micaschistes et gneiss (a) et pour celles issues de gabbro, amphibolite et serpentinite (b). Les pointillés entourent les altérites qui présentent de nombreux blocs de roche modifiant la tendance. Par conséquent, ces points ne sont pas pris en considération pour définir une relation linéaire. (c) Relations linéaires définies pour les deux ensembles d'altérites.

L'enrichissement progressif en oxydes et hydroxydes de fer vers les niveaux les plus profonds de ces altérites s'explique par un lessivage produit lors de la remontée temporaire de la nappe phréatique qui donne de nombreuses traces d'hydromorphie lors de son passage sur les différents horizons. Lorsque la nappe monte en hiver, elle met en solution le fer. Celui-ci précipite ensuite en profondeur lorsque la nappe redescend en été. Le phénomène mis en évidence résulte de la répétition de ce processus sur plusieurs cycles. Ce modèle s'applique parfaitement pour les altérites du premier groupe moins riches en fer par rapport à celles du second. En effet, pour les altérites issues de roches plus riches en ferromagnésiens, il faut envisager une précipitation du fer dès que la nappe phréatique commence à redescendre en été sans doute en raison d'une saturation de cet élément dans le milieu - permettant ainsi d'expliquer l'anomalie observée dans certains des horizons intermédiaires.

Le battement de nappe ne semble pas atteindre la bande à 2,20 μm dans le cas des altérites de la première famille. L'enrichissement relatif en certains phyllosilicates à des horizons particuliers s'explique par une faible néogénèse des argiles. Ce dernier phénomène est relativement rare dans ces brunisols qui sont marqués plutôt par une altération modérée (Baize, 1995a). Cet enrichissement est par conséquent produit par la déstabilisation des roches-mères de ce groupe susceptibles de fournir de grandes quantités de silicates phylliteux telle que la muscovite et qui sont stables dans de telles conditions de surface. En l'absence de grandes quantités de mica autochtone dans les altérites du deuxième groupe, l'augmentation de la surface de la bande à 2,20 μm s'explique par une argilogenèse.

Ce phénomène est typique des pelosols (Baize, 1995b) et se manifeste plus particulièrement dans les profils P₀₃ et P₀₄. Cette néoformation d'argiles caractéristiques de ce type d'altérites pourrait en partie expliquer la rétention du fer sous la forme d'oxydes. Un comportement inverse de l'abondance des phyllosilicates est observé dans le profil P₀₈ en raison de la présence de minéraux encore frais dans les sols.

Ces résultats suggèrent que la redistribution du fer dans l'altérite, à l'aide du battement de nappe, est plus rapide que celle des phyllosilicates. En effet, le fer est facilement mis en solution par le lessivage tandis que les phyllosilicates doivent s'altérer davantage pour atteindre un tel équilibre.

D'une manière générale tous les horizons de surface présentent de très faibles aires de bandes pour ces deux absorptions. Ceci est attribué à une augmentation de la teneur en éléments sableux en surface caractérisés par du quartz allochtone. Même si le quartz ne présente pas d'absorptions caractéristiques dans les intervalles de longueurs d'ondes étudiés, cette modification de la composition entraîne une diminution des teneurs relatives des autres minéraux présents expliquant la diminution du signal des bandes d'absorptions. Finalement, la MO pourrait jouer un rôle important sur l'identification et la quantification de la fraction minéralogique des altérites. Bien que les sols soient relativement pauvres en MO, estimée en moyenne inférieure à 5% pour l'ensemble des horizons labourés et absente pour les couches sous-jacentes, elle a pour effet d'assombrir les horizons. Ce phénomène se traduit par une forte diminution des valeurs de réflectance ainsi que celles des absorptions (Mathews et al., 1973 ; Henderson et al., 1996 ; Madeira Netto, 1996 ; Demattê et al., 2004).

En résumé, la quantification des profondeurs de bandes d'absorptions liées aux oxydes et hydroxydes de fer ainsi que celles liées aux phyllosilicates permet de mettre en évidence la variation de leurs teneurs relatives au sein d'une altérite. Les bandes qui caractérisent ces deux familles de minéraux s'atténuent fortement vers la surface, mais présentent parfois des enrichissements relatifs dans certains horizons intermédiaires à la faveur de blocs de roche-mère plus ou moins bien préservée.

La diminution de l'aire des bandes vers les horizons les plus superficiels semble être liée aux battements saisonniers de la nappe phréatique favorisant une re-mobilisation verticale du fer et facilitant ainsi son accumulation en profondeur. De plus, cette atténuation vers la surface semble correspondre à un enrichissement relatif en quartz allochtone et en MO dans les horizons labourés. La quantification de ces deux familles de minéraux caractéristiques des sols permet de démontrer qu'un certain nombre de processus (e.g., battement de nappe, néoformation d'argiles, présence de MO, etc.) sont susceptibles de perturber le signal en surface et par conséquent d'empêcher une bonne reconnaissance de la minéralogie des sols par spectrométrie. La quantification relative des aires des bandes d'absorptions s'avère être également un outil rapide et efficace d'aide à la décision pour marquer la limite entre les horizons ainsi que pour mettre en évidence des phénomènes tels que l'hydromorphie.

7.3 Conclusion

L'étude des différentes altérites par spectrométrie validée par des analyses DRX a démontré qu'une étroite relation existe entre les minéraux parents, identifiés dans les roches-mères, et celles des espèces minérales présentes dans les sols (Tableau 24). Même si les profils examinés présentent tous des stades d'altération relativement bien avancés, des minéraux primaires sont préservés dans les altérites. Par conséquent, les sols issus de l'altération de roches de nature différentes peuvent être discriminés à partir de leur spectre en utilisant la signature de ces minéraux lorsqu'ils sont suffisamment abondants.

- Pour les micaschistes et les gneiss (Tableau 24), la présence de muscovite dans le sol se traduit par une forte absorption à 2,20 μm et par une bande secondaire moins intense à 2,34 μm .
- Pour les amphibolites et gabbros (Tableau 24), la présence d'amphibole se manifeste par de fortes absorptions dans le proche infrarouge à 0,98-1,00 μm et dans l'infrarouge à courte longueur d'onde à 2,25, 2,31 et 2,38 μm .
- Pour les serpentinites silicifiées (Tableau 24), les fortes teneurs en quartz empêchent une bonne expression spectrale dans l'infrarouge à courte longueur d'onde des autres phases minérales un peu moins abondantes.

À la différence des roches, les altérites se caractérisent par une série de minéraux néo-formés (e.g., kaolinite, smectite et vermiculite). Leur développement ne dépend pas de la nature lithologique de la roche-mère. Elle contrôle plutôt leur abondance. En effet, les minéraux secondaires qui sont présents dans les sols sont souvent les mêmes et leur formation résulte d'une série de phénomènes externes. Par conséquent, l'utilisation de leur signature spectrale comme critère discriminant des altérites issues de roches différentes nécessite une attention particulière :

- la kaolinite : elle est principalement rencontrée dans les sols qui se développent sur un plateau et/ou caractérisées par un fort lessivage (Tableau 24). Lorsqu'elle est abondante, sa présence se manifeste sur le spectre par deux absorptions typiques à 2,16 et à 2,20 μm . Si l'absorption à 2,20 μm , produite par la vibration de la molécule Al-OH, est discriminante pour dissocier les micaschistes et gneiss des gabbros, amphibolites et serpentinites silicifiées, elle ne l'est plus au moment de dissocier les altérites résultantes car ce critère spectral leur est commun (Tableau 24).
- la smectite : elle est retrouvée dans les altérites issues de gneiss, amphibolite et gabbro (Tableau 24). Elle se manifeste spectralement par une absorption à 2,20 μm . Si cette argile est relativement abondante par rapport aux autres phases qui s'expriment à cette longueur d'onde, son absorption pourra être utilisée comme critère. Dans le cas contraire, sa signature est dissimulée par des absorptions plus intenses de la kaolinite et/ou de la muscovite. Cette contrainte montre à nouveau que l'absorption produite par la vibration de la molécule Al-OH n'est pas un critère suffisamment discriminant.

- la vermiculite : elle est présente dans la plupart des altérites, en revanche sa proportion varie d'un sol à un autre car l'abondance des minéraux qui lui donnent naissance à la source est différente. Par exemple, la teneur de cette argile dans une altérite de micaschiste est moins importante que celle rencontrée dans une altérite de gabbro (Tableau 24). Dans le premier cas, la seule source possible permettant le développement de cette argile est la biotite et la chlorite. Même si ces dernières sont représentatives de la lithologie, elles ne sont pas abondantes comme le quartz et la muscovite. Dans le second, les plagioclases et les amphiboles constituent près de 70% de la roche et justifient des teneurs plus significatives. La réponse spectrale de cette argile se manifeste par des absorptions caractéristiques à 2,32 et 2,37 μm . Ces bandes sont proches des absorptions produites par d'autres minéraux qui sont composés par les mêmes ions et molécules (e.g., amphiboles). Par conséquent, son identification par spectrométrie est difficile car sa signature est dissimulée lorsqu'elle est dans de tels mélanges.
- les oxydes de fer : il s'agit de la phase minérale la plus fréquemment rencontrée dans les sols (Tableau 24). Les oxydes se manifestent par des absorptions dans le visible proche infrarouge. À partir de la forme et de la profondeur de ces absorptions, deux groupes sont distingués, comme pour les roches-mères. Le premier comprend les altérites issues de lithologies riches en ferromagnésiens (e.g., amphibole, pyroxène, olivine) telles que les amphibolites, gabbros et serpentinites silicifiées. Le second se compose de sols qui se forment par la déstabilisation des micaschistes et des gneiss, roches beaucoup moins riches en minéraux ferri-fères. De ce fait, ce critère peut dans un premier temps être utilisé pour dissocier ces deux groupes d'altérites.

L'analyse de la surface des bandes d'absorptions associées aux oxydes et hydroxydes de fer ainsi que celles liées aux phyllosilicates montre qu'une forte variabilité de la teneur en ces minéraux existe au sein même des altérites.

Le fer est très sensible aux fluctuations saisonnières de la nappe phréatique, empêchant une correcte utilisation de l'intervalle de longueur d'ondes où les absorptions de cet élément se manifestent pour sa reconnaissance en surface à l'aide d'un spectromètre imageur. A cause du lessivage, cet élément est entraîné en profondeur. Un comportement similaire est observé pour la bande à 2,20 μm . Ce critère est par contre sensible à l'apport en phyllosilicates provenant directement de la roche-mère ou à la fabrication *in situ* d'argiles. L'aire de ces absorptions s'atténue fortement vers la surface en raison d'une augmentation relative du quartz empêchant les autres phases minérales de s'exprimer correctement mais aussi à cause de la présence de matière organique dans les horizons superficiels. Par conséquent, le signal qui sera détecté en surface sera fortement atténué.

La limite en profondeur de ces deux critères semble être en accord avec l'étendue des horizons identifiés selon des aspects purement pédologiques. Par conséquent, la spectrométrie s'avère être un outil très efficace pour l'étude des profils de sols. De plus, la quantification de la bande du fer permet d'estimer de manière qualitative le degré d'hydromorphie des sols.

Tableau 24: Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques des altérites identifiées par DRX et par spectrométrie et rencontrées dans cette étude. Les minéraux en italique sont ceux qui ont une origine allochtone. Les minéraux susceptibles d'influencer la signature spectrale des différentes altérites sont indiqués. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte. Les minéraux qui présentent un astérisque sont ceux dont les absorptions sont masquées par celles d'autres phases minérales.

Aspects minéralogiques		Propriétés spectrales des altérites (μm)
Roche-mère	Altérite	
Micaschiste	- Quartz	Muscovite
- Quartz	- Feldspaths	2,20 (F) et 2,34 (f/m)
- Feldspaths	- Muscovite	Kaolinite
- Biotite	- Kaolinite	2,16 (f/m), 2,20 (m/F) et 2,35 (f/m)
- Muscovite	- Vermiculite	Oxydes de fer
- Chlorite	- Oxyde de fer	0,98 - 0,99 (f)
- Grenat		Vermiculite *
- Oxydes de fer	- <i>Quartz</i>	2,32 (f) et 2,37 (f)
Gneiss	- Quartz	Muscovite
- Quartz	- Feldspaths	2,20 (F) et 2,34 (f/m)
- Feldspath	- Muscovite	Kaolinite
- Biotite	- Kaolinite	2,16 (f/m), 2,20 (m/F) et 2,35 (f/m)
- Muscovite	- Smectite	Oxydes de fer
- Chlorite	- Vermiculite	0,98 - 0,99 (f)
- Grenat	- Oxyde de fer	Vermiculite *
- Séricite	- <i>Quartz</i>	2,32 (f) et 2,37 (f)
- Oxydes de fer		Smectite *
Amphibolite		2,20 (f/m)
- Quartz	- Amphibole	Amphibole
- Feldspath	- Kaolinite	0,69 (f) et 1,00 (F)
- Amphibole	- Smectite	2,25 (f), 2,31 (m/F) et 2,38 (m/F)
- Epidote	- Vermiculite	Smectite
- Sphène	- Oxyde de fer	2,20 (m)
- Oxydes de fer	- <i>Quartz</i>	Oxydes de fer
		0,67 (f) et 0,98 - 0,99 (f)
		Vermiculite *
		2,32 (f) et 2,37 (f)
		Kaolinite *
		2,16 (f), 2,20 (f) et 2,35 (f)
Gabbro		Amphibole
- Olivine	- Amphibole	0,69 (f) et 1,00 (f/m)
- Pyroxènes	- Feldspath	2,25 (f), 2,31 (m/F) et 2,38 (m/F)
- Amphibole	- Kaolinite	Kaolinite
- Feldspaths	- Smectite	2,16 (f/m), 2,20 (m/F) et 2,35 (f/m)
- Oxydes de fer	- Vermiculite	Oxydes de fer
	- Oxyde de fer	0,67 (f) et 0,98 - 0,99 (F)
	- <i>Quartz</i>	Vermiculite *
		2,32 (f) et 2,37 (f)
		Smectite *
		2,20 (f/m)
Serpentinite silicifiée	- Quartz	Quartz
- Quartz	- Kaolinite	Pas d'absorptions, spectre plat.
- Antigorite	- Vermiculite	Kaolinite
- Chlorite	- Oxyde de fer	2,16 (f/m), 2,20 (m/F) et 2,35 (f/m)
- Oxydes de fer	- <i>Quartz</i>	Chlorite *
	- <i>Amphibole</i>	2,24 (f), 2,32 (f) et 2,38 (f)
	- <i>Feldspath</i>	Oxydes de fer
		0,67 (f) et 0,98 - 0,99 (F)

En conclusion, si la discrimination des roches par spectrométrie est évidente sur tout un intervalle de longueurs d'ondes, effectuer cette tâche sur les sols qui en dérivent rencontre un certain nombre de limites ce qui réduit le domaine spectral d'analyse. Seuls deux groupes d'altérites (i.e., deux groupes de roches) arrivent à être séparés. Le premier groupe est celui composé par des sols issus de l'altération des micaschistes et des gneiss tandis que le second est celui qui est caractérisé par les altérites qui proviennent de l'altération d'une amphibolite, d'un gabbro et d'une serpentinite silicifiée. Deux intervalles sont proposés pour effectuer une éventuelle discrimination. Le premier est tout de même à prendre avec prudence. Il est caractérisé par les absorptions des ions Fe^{3+} et Fe^{2+} entre 0,60 et 1,30 μm . Le second, plus fiable, est celui compris entre 2,25 et 2,45 μm caractérisé par les absorptions produites par la vibration des groupements Fe-OH et Mg-OH (Tableau 24).

8. Identification par spectrométrie des principaux faciès de gabbro affleurant dans le Massif du Pallet

La nature des roches est l'un des critères utilisés par le SDAOC pour définir la délimitation des futures appellations locales de l'AOC régionale Muscadet Sèvre et Maine. Par conséquent, une bonne connaissance des limites des formations géologiques qui la caractérisent est nécessaire. Un certain nombre de lithologies affleurent au sein de cette appellation régionale mais un intérêt particulier est centré sur le Massif du Pallet du fait qu'il représente le berceau de cette AOC régionale. Les principaux faciès identifiés dans ce Massif par les travaux précédents sont à rapporter au groupe des gabbros au sens large. Les cartes connues à ce jour présentent des contacts entre formations très différents en raison des mauvaises conditions d'affleurement et d'échantillonnage. En effet, la roche s'altère sur place pour donner une altérite dans laquelle des blocs de gabbro sont conservés. Par endroits elle est aussi recouverte par des formations de plateaux.

La définition des limites entre ces faciès doit donc être améliorée par une meilleure intégration de la cartographie des altérites dans le processus de cartographie. Pour cela il est proposé d'identifier puis d'associer à chaque faciès pétrologique son cortège d'altération. Pour accomplir cette tâche, la télédétection hyperspectrale peut s'avérer être un outil efficace puisqu'elle permet d'identifier les propriétés physico-chimiques des cibles à distances. De cette manière, les surfaces qui définissent l'ensemble du Massif peuvent être identifiées par l'identification directe de faciès de gabbro affleurant ou par celle d'une altérite, sans oublier la prise en compte de couvertures plus ou moins complètes par du matériel tertiaire.

La donnée aéroportée n'étant pas disponible pour ce travail, une étude préliminaire à une campagne éventuelle a été effectuée afin de faire l'état des lieux sur l'ensemble des constituants présents à la surface. Ainsi, la réponse spectrale qui serait théoriquement enregistrée par un tel instrument peut être mieux comprise. Pour cela, l'étude doit être effectuée à deux échelles différentes :

- celle de l'échantillon, pour analyser en laboratoire la minéralogie des roches et des altérites susceptibles de donner la réponse spectrale ;
- celle du terrain, afin de voir la réponse spectrale des faciès de gabbro dans leur environnement naturel.

Ce chapitre vise à améliorer la cartographie géologique dans le Massif du Pallet en se focalisant dans un premiers temps sur une étude pétrologique des différents faciès présents dans le Massif et qui ont pu être collectés malgré les mauvaises conditions d'affleurement. Cette étude est validée par des analyses au MEB. La distribution des faciès au sein du Massif est mise en évidence à partir de leurs spectres, méthode non utilisée jusqu'à présent sur ce gabbro. La deuxième partie de ce chapitre est

basée sur des acquisitions de spectres de terrain selon deux profils longitudinaux caractéristiques de deux des lithologies dominantes. Ces mesures consistent à simuler la signature qui serait acquise par un instrument aéroporté afin de mettre en évidence d'une part les variations de faciès à l'échelle du terrain et d'autre part pour identifier les éventuelles difficultés de reconnaissance.

8.1 Composition minéralogique des faciès caractéristiques du Massif gabbroïque du Pallet et leurs réponses spectrales associées

8.1.1 Surfaces analysées et traitement des données spectrales

Les spectres de chaque échantillon sont acquis à l'aide du spectromètre Nicolet 5700 FT-IR entre 1,00 et 2,45 μm . Les surfaces fraîches sont analysées pour leur contenu en minéraux primaires, les surfaces exposées le sont pour leur représentativité du terrain. Ces dernières sont examinées afin de mettre en évidence les phases minérales qui se forment par altération météoritique et pour observer leur impact sur la signature spectrale du futur pixel d'une image.

Pour analyser la partie préservée représentative de chaque faciès, les spécimens de roche sont sciés. Malheureusement, ce type de préparation crée une microrugosité hétérogène à la surface des échantillons (c.f., § 6.1). Pour deux échantillons caractérisés par une composition minéralogique proche (Figure 159a), les spectres présentent :

- des modifications des valeurs d'albédo ;
- une diffusion supplémentaire qui modifie la forme globale du spectre en faisant augmenter les valeurs de réflectance vers les courtes longueurs d'ondes (voir flèches Figure 159a).

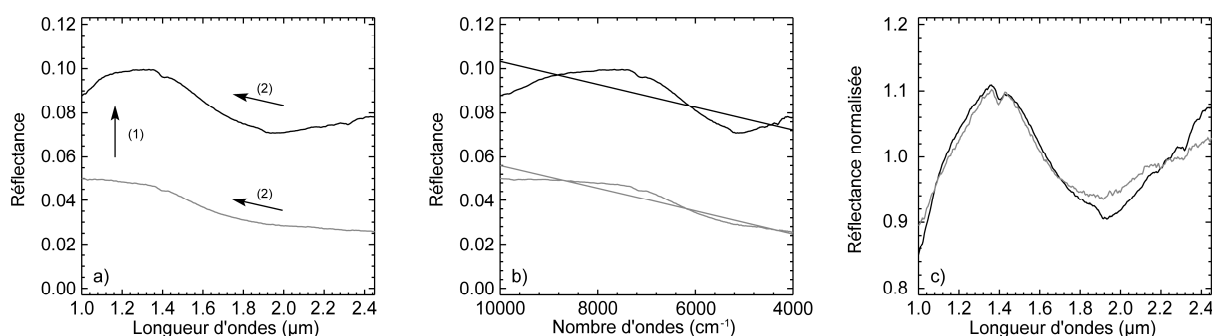


Figure 159 : (a) Spectres de deux échantillons de gabbro acquis sur des surfaces sciées dont les compositions minéralogiques sont proches. Les flèches montrent la variation des valeurs d'albédo d'un spectre à un autre (1) et l'augmentation relative des valeurs de réflectance vers les plus courtes longueurs d'ondes (2). (b) Spectres des deux échantillons présentés en (a) avec leur tendance linéaire définie dans un espace en nombre d'ondes et en logarithme de la réflectance. (c) Spectres normalisés par rapport à leur tendance permettant une bonne correspondance facilitant l'analyse minéralogique et la comparaison. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions.

Pour pouvoir étudier correctement la composition minéralogique de chacun de ces échantillons à partir de leur spectre ainsi que pour les comparer entre eux en s'affranchissant de ces artefacts, les spectres sont normalisés à leurs tendance rectiligne en nombre d'onde comme il a été démontré dans le chapitre 6. Les spectres représentatifs de chaque échantillon - présentant des caractéristiques minéralogiques similaires mais provenant de sites de prélèvement différents - peuvent ainsi être

comparés de manière rapide et efficace. Cela facilite leur identification, leur attribution à un faciès lithologique connu et leur cartographie au sein du Massif.

8.1.2 Pétrologie et réponse spectrale des différents faciès de gabbro

Dans l'étendu du Massif du Pallet défini par Marchand et al. (1969) et Forestier et al. (1982) (Figure 4), il y a seulement 23 stations de prélèvements. Un premier aperçu des échantillons de terrain permet d'observer des différences macroscopiques considérables. D'une manière générale, deux grands types d'échantillons sont observés (Lacroix, 1899 ; Brillanceau, 1964). Le premier correspond à un gabbro plutôt sombre composé de feldspaths de couleur gris violacé et de pyroxènes dont l'éclat est souvent bronzé (Figure 160a). Le second type est plus clair. Cette teinte est causée par des feldspaths plus blancs et ayant un aspect laiteux et par quelques rares pyroxènes qui sont généralement transformés en amphiboles. Lorsque les amphiboles sont abondantes elles donnent à la roche une teinte vert jaune (Figure 160b).

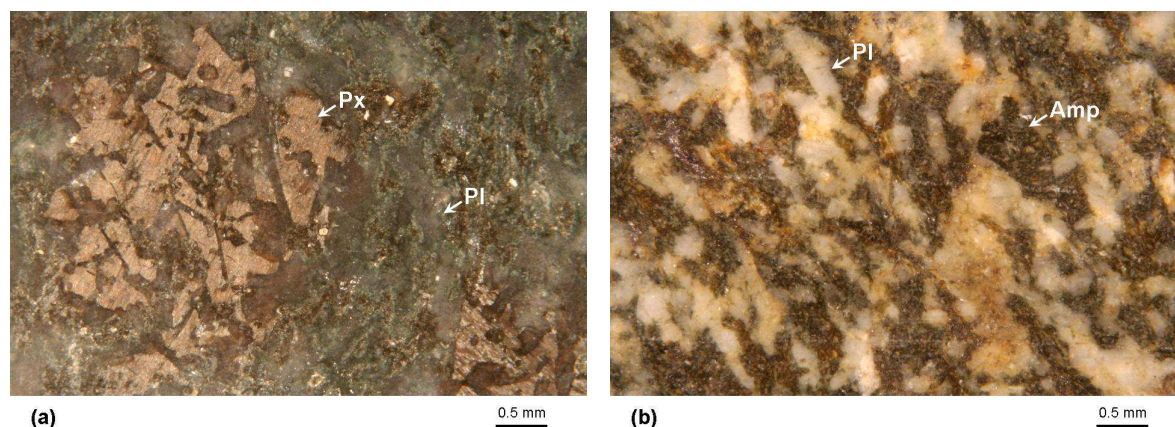


Figure 160 : Aspect macroscopique des échantillons de gabbro au sens large rencontrés dans le Massif et présentant une teinte sombre (a) et claire (b). Px= pyroxène, Pl= plagioclase, Amp= amphibole.

Cette différenciation entre faciès de gabbro claire et sombre s'accroît davantage lors de l'étude microscopique des échantillons grâce à l'identification d'olivine, d'ortho- et le clinopyroxène. Suite à cette analyse pétrologique couplée à une étude spectrale, les spécimens qui présentent des caractéristiques similaires sont regroupés pour définir un ensemble de faciès caractéristiques. Les critères de classification sont basés d'une part sur la texture donnée par la forme des cristaux et d'autre part sur les assemblages minéralogiques qui contrôlent la signature spectrale de ces faciès. Une précision est tout de même à signaler concernant la définition de chaque lithologie. Vu le faible nombre d'échantillons, il se peut qu'un seul exemplaire serve à définir un faciès lithologique en raison des propriétés minéralogiques et spectrales, différentes de celles rencontrées dans d'autres échantillons.

8.1.2.1 Gabbro à olivine à texture coronitique

Ce faciès est décrit de manière succincte dans le chapitre précédent (c.f., § 7.1.4) dans le but d'identifier les minéraux parents donnant naissance à l'altérite du gabbro. Dans cette partie, une description plus approfondie est présentée avec des analyses complémentaires au MEB. Pour rappel, il s'agit d'un gabbro composé d'environ 10% d'olivine (Figure 161a et Tableau 25). Ces cristaux sont généralement globuleux et font en moyenne 0,4 mm de diamètre. Dans certains échantillons, ces cristaux sont parfois allongés et dépassent rarement 1 mm de long. Les analyses chimiques montrent que ce minéral se rapproche du pôle fayalite (Fe_{44} , voir Tableau 26). La phase minérale la plus abondante, estimée à 55%, correspond aux feldspaths plagioclases (Tableau 25).

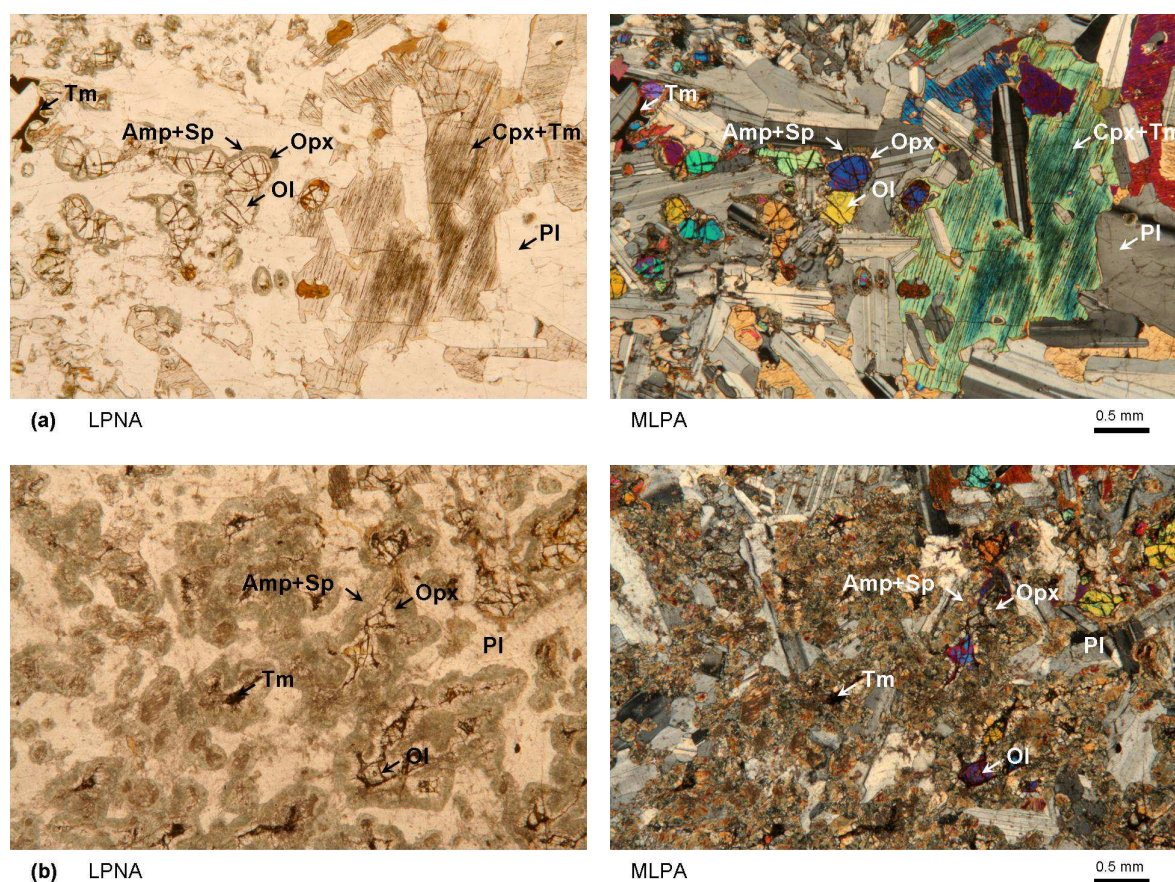


Figure 161 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA²⁷) illustrant différents stades de développement des couronnes réactionnelles responsables de l'aspect "grignoté" des feldspaths plagioclase. Ol= olivine, Opx= orthopyroxène, Pl= plagioclase, Tm= titanomagnétite, Amp= amphibole, Sp= spinelle.

²⁷ Pour la conception des images en maximum de lumière polarisée analysée le lecteur est invité à consulter l'Annexe 2.

L'examen de leur composition démontre qu'ils ont une nature basique de type bytownite (Tableau 27). Ils forment des cristaux tabulaires qui font de 1 à 1,5 mm de long et de 0,5 à 1,0 mm de large. Les interstices laissés par l'arrangement de ces derniers sont comblés par du clinopyroxène. Celui-ci s'avère être de type augite (Tableau 26). Sa particularité est de présenter de nombreuses inclusions de titanomagnétite. Celles-ci sont la plupart du temps orientées le long du réseau de clivage du minéral hôte (Tableau 26 et Figure 162a). Par un effet cumulatif de ces opaques, le pyroxène finit par s'obscurcir conduisant à un aspect sombre en lumière polarisée non analysée (LPNA), qui se répercute en lumière polarisée analysée (LPA) par une diminution de la biréfringence. Comme le montre la Figure 162a, ces inclusions forment des aiguilles très fines qui ne dépassent jamais 50 μm . Selon Lasnier (1970), ce phénomène n'affecte que les minéraux primaires et est typique des pyroxènes qui dans ce cas là sont définis comme ayant des figures de Schiller. Cette "schillérisation" ne semble pas avoir une origine magmatique. Elle serait plutôt liée à une démixion intra-minérale des pyroxènes se rapportant au métamorphisme de haut degré atteint par le faciès granulite. De telles conditions de pression (P) et de température (T) (e.g., P~11-12 Kb et T~700-800°C) permettraient également le développement de deux couronnes réactionnelles observées autour des olivines (Figure 162b) et qui correspondent à :

- une auréole interne à développement centripète, incolore en LPNA, composée d'un orthopyroxène de type pigeonite (Tableau 26) ;
- une auréole externe à développement centrifuge, formée par deux phases minérales en association symplectitique entre une amphibole alumineuse et un spinelle riche en Fe et en Cr qui se déploie en canalicules arborescents et qui donne à cette couronne une coloration verte en LPNA (Tableau 26).

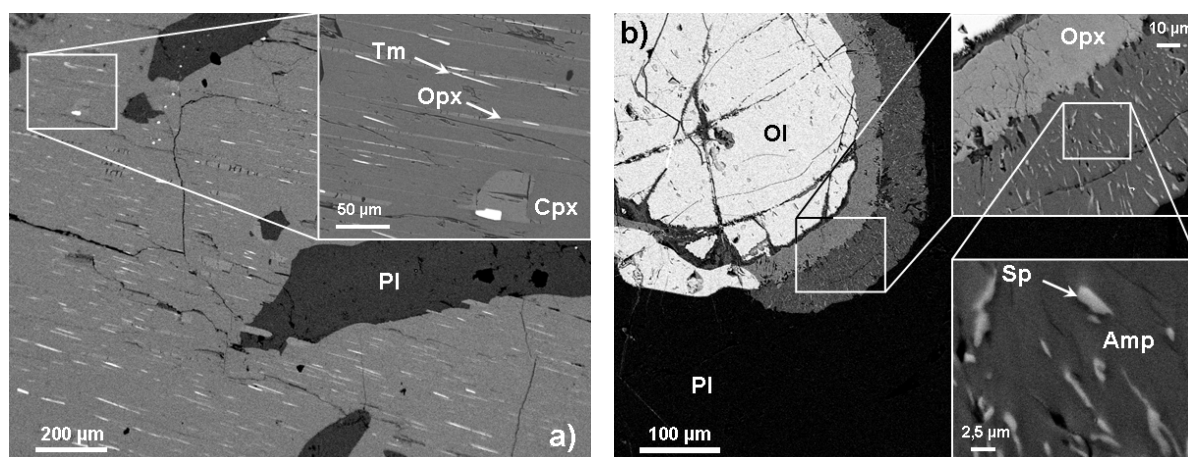


Figure 162 : Images acquises au microscope électronique à balayage (MEB) illustrant : (a) les figures de Schiller matérialisées par des cristaux de titanomagnétite (Tm) se développant dans un clinopyroxène (Cpx) qui renferme également des exsolutions d'orthopyroxène (Opx) typiques le long des plans de clivage ; (b) les couronnes métamorphiques d'orthopyroxène (Opx) et l'association symplectitique entre l'amphibole (Amp) et le spinelle (Sp) autour de l'olivine (Ol). Pl= plagioclase.

Tableau 25 : Composition modale moyenne (en %) estimée pour chaque faciès de gabbro. 1 : Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2 : Gabbro à olivine à texture sub-ophitique ; 3 : Gabbro à olivine à texture ophitique ; 4 : Norite à texture grenue ; 5 : Gabbro amphibolitisé à texture ophitique conservée ; 6 : Métagabbro.

Espèce minérale	Faciès de gabbro					
	1	2	3	4	5	6
Olivine	10	10	-	-	-	-
Clinopyroxène	10	18	18	4	-	-
Orthopyroxène	10	8	10	16	-	-
Plagioclase	55	58	54	50	48	30
Amphibole: Hornblende	10	1	1	4	16	16
Actinote	-	-	8	-	18	18
Séricite	-	-	2	3	7	14
Chlorite	-	-	2	3	6	8
Biotite	-	-	-	5	-	-
Quartz	-	-	-	10	-	4
Opaques (oxydes de fer)	5	5	5	5	5	5

Tableau 26 : Compositions chimiques moyennes (% poids d'oxydes) des phases primaires du gabbro à olivine à texture coronitique. 1 : Olivine (fayalite) ; 2 : Clinopyroxène primaire interstitiel (augite) ; 3 : Orthopyroxène d'origine métamorphique présent dans la première couronne réactionnelle (pigeonite) ; 4 : Plagioclase (bytownite) ; 5 : Amphibole d'origine métamorphique présente dans la deuxième couronne réactionnelle (Altschermakite) ; 6 : Spinelle (titanomagnétite) ; 7 : Spinelle (magnétite riche en Fe et en Cr).

Oxydes	Phases minérales						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	35,68	52,26	53,63	52,35	40,85	1,96	0,17
Ti ₂ O	0,00	0,57	0,15	0,00	0,00	13,03	52,16
Al ₂ O ₃	0,00	2,74	1,19	30,19	18,91	1,32	0,13
Cr ₂ O ₃	0,00	0,29	0,20	0,15	0,00	9,69	0,10
FeO	36,68	7,09	20,17	0,09	11,57	71,34	45,75
MgO	28,82	14,26	23,89	0,00	13,22	1,01	2,17
CaO	0,15	22,26	0,22	13,17	10,97	0,52	0,28
Na ₂ O	0,27	0,61	0,22	3,99	2,71	0,09	0,07
K ₂ O	0,18	0,00	0,00	0,00	0,65	0,00	0,01
Total	101,78	100,08	99,67	99,94	98,88	98,95	100,84

Les proportions de ces deux couronnes sont plus ou moins équivalentes et font chacune 10% environ (Tableau 25). Dans certains échantillons, ces auréoles se développent davantage. Lorsque c'est le cas, la première couronne croît jusqu'à faire disparaître le grain d'olivine. En revanche, la

seconde auréole se développe au détriment du plagioclase qui peut parfois disparaître lorsque deux couronnes voisines se raccordent (Figure 161b). Si ce stade n'est pas atteint, le développement de la deuxième auréole donne un aspect "grignoté" à la bordure du plagioclase. Par ailleurs, quand le périclase est au contact ou entouré par le clinopyroxène, le phénomène de coronitisation est inhibé.

La réponse spectrale de ce faciès est marquée dans le proche infrarouge par une chute de la réflectance vers 1,00 μm caractérisant une absorption qui se manifeste en dehors du domaine étudié (Figure 163). Le maximum de réflectance est observé à 1,37 μm . Au-delà, le spectre est défini par une très large bande centrée à 1,92 μm associée à la transition électronique de l'ion ferreux. Cette signature est interprétée comme étant causée en grande partie par l'orthopyroxène et dans une moindre mesure par le clinopyroxène (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). Ceci se déduit du fait que le maximum de réflectance ainsi que la position de la bande d'absorption se rapprochent respectivement de 1,24 et de 1,80 μm caractéristiques de l'orthopyroxène (Figure 164a). Sans avoir étudié la composition minéralogique de ce faciès au préalable, une telle signature laisserait supposer la présence d'une forte teneur en orthopyroxène par rapport à celle du clinopyroxène, ce qui n'est pas le cas (Tableau 25). Le spectre résultant est sans doute influencé par les nombreuses inclusions de titanomagnétite qui affectent le clinopyroxène et qui finissent par atténuer son signal. Comme le montre la Figure 164a ces oxydes présentent des signatures spectrales assez plates (Hunt et al., 1971a ; Clark et al., 1993). Une estimation de la teneur de ces inclusions permettrait de définir une limite de détectabilité du clinopyroxène primaire. En revanche, la petite taille et l'empilement de ces opaques rend difficile leur estimation au sein d'un cristal de pyroxène. La limite de détectabilité des silicates lorsqu'ils sont en mélange avec des opaques a été étudiée par Singer (1981). En mélangeant de la magnétite à des silicates en poudre, il estime que les bandes d'absorptions caractéristiques de l'olivine et des pyroxènes s'atténuent fortement lorsque les opaques sont présents à 25%. Dans le cas présent, la structure du cristal est préservée et non réduite en poudre. Il semblerait que pour une telle configuration, l'interaction de la lumière avec la matière soit plus sensible à la présence de ces inclusions puisque les teneurs en oxydes dans la roche sont bien inférieures à 25%. Des observations similaires sont effectuées sur l'amphibole d'origine réactionnelle. Elle ne s'exprime pas spectralement alors qu'elle est aussi abondante que les pyroxènes (Tableau 25). Comme le montre la Figure 164b, la réponse de ce minéral est définie par un maximum à 1,85 μm et par deux bandes d'absorptions centrées à 2,31 et à 2,38 μm liées aux groupements Mg-OH (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt, 1977). L'absence de la signature de l'amphibole serait liée elle aussi à son association intime avec le spinelle riche en Fe et en Cr. À titre d'exemple, la chromite présente - comme la magnétite - un spectre plat dans l'intervalle de longueur d'onde étudié (Figure 164a). Lorsque les couronnes réactionnelles sont plus développées mais que les autres phases minérales restent constantes (Figure 161b), le spectre entre 1,00 et 2,00 μm ne semble pas être modifié. Au-delà, le spectre change en raison d'une plus grande quantité de symplectites (voir flèches sur Figure 163). Par ailleurs, quelle que soit la

configuration des couronnes, la présence d'olivine ne semble pas influencer la forme globale du spectre, alors que celle-ci présente des absorptions centrées à 1,06 et à 1,33 μm et que l'épaule à 1,70 μm devrait fortement influencer le maximum de réflectance du spectre analysé (Figure 164a). C'est à l'évidence ici l'agencement particulier des minéraux, qui fait que certains s'expriment beaucoup plus que d'autres.

Les mesures spectrales effectuées sur les échantillons ayant ces mêmes caractéristiques présentent de très légères variations et suggèrent que ce faciès est relativement homogène, sans variations latérales.

Par rapport au faciès caractéristique de cette lithologie, le spectre de la surface exposée ne présente pas de grandes variations suggérant un état relativement frais des échantillons prélevés. Ce phénomène est sans doute lié à un environnement agressif qui favorise la mise à l'affleurement de la minéralogie primaire de la roche empêchant le développement d'une patine.

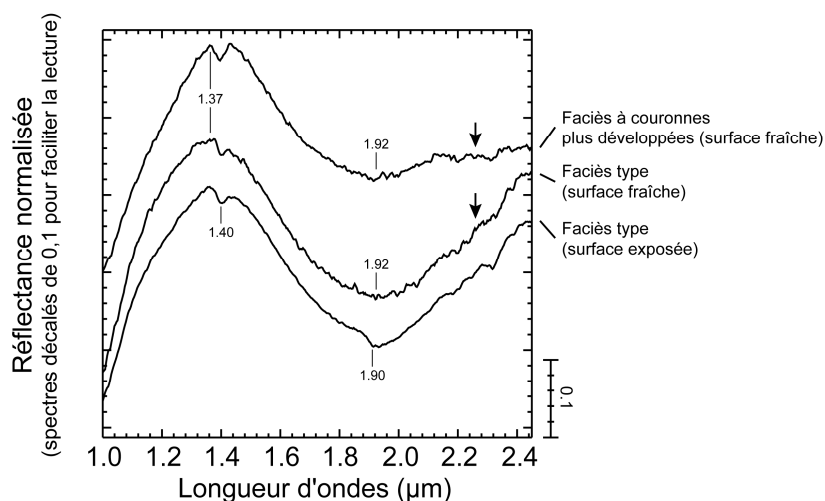


Figure 163 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'un gabbro à olivine à texture coronitique. Le spectre d'un faciès à couronnes métamorphiques plus larges est également présenté. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que les flèches montrent des propriétés caractéristiques du spectre. L'ensemble de ces remarques est discuté dans le texte.

8.1.2.2 Gabbro à olivine à texture sub-ophitique

Cette lithologie est composée par 58% de feldspath plagioclase (Tableau 25) qui forme des cristaux tabulaires plus ou moins allongés en baguettes. Ces dernières sont plus fines, inférieures à 1 mm de long et à 0,5 mm de large (Figure 165). Cette variation suggère un passage progressif vers une texture ophitique. Les interstices laissés par l'arrangement des feldspaths sont plus petits par rapport au faciès précédant. Ils sont comblés par du clinopyroxène dont la teneur fluctue autour de 18% (Tableau 25). Comme le montre la Figure 165, ce minéral comprend de rares inclusions d'opacités. Il est plutôt caractérisé par des exsolutions d'orthopyroxène qui se développent le long des plans de

clivages et qui donnent des variations de teintes de biréfringence en LPA. L'orthopyroxène est moins abondant que le pyroxène calcique (~8%) et occupe également les interstices laissés par les plagioclases. Son observation suggère tout de même la progression vers des gabbros ayant une tendance noritique (Brillanceau, 1964). L'olivine forme de petits cristaux globuleux dont le diamètre est généralement inférieur à 0,3 mm. Même si de timides liserés d'orthopyroxène inférieurs à 100 μm sont parfois observés autour des périclites, aucune couronne réactionnelle n'est à signaler pour ce faciès. Ces observations indiquent que cette lithologie semble être préservée du métamorphisme régional enregistré par le faciès décrit précédemment. Les seuls minéraux hydratés correspondent à de la hornblende probablement primaire, brune pléochroïque en LPNA et développée autour des opaques. Les cristaux de titanomagnétite sont présents à environ 5% et forment des éléments xénomorphes.

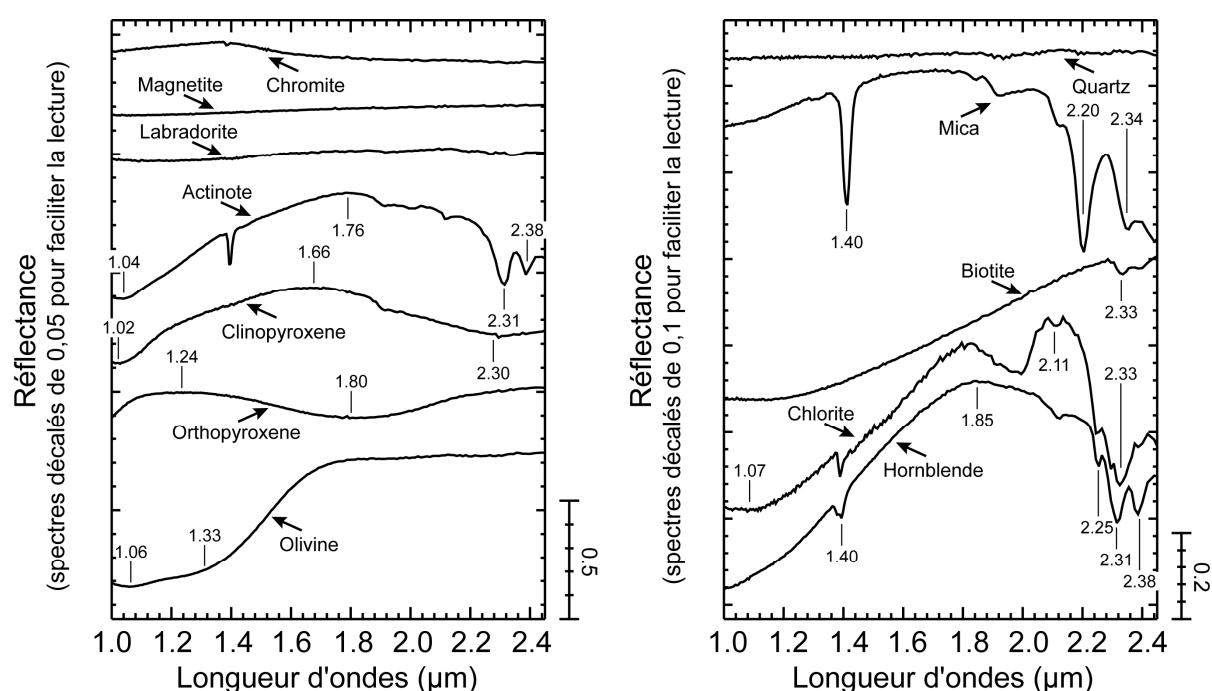


Figure 164 : Spectres USGS de minéraux purs acquis en laboratoire (Clark et al., 1993). Ces spectres sont présentés dans l'intervalle compris entre 1,00 et 2,45 μm afin de faciliter la compréhension de la signature caractéristique des différents faciès de gabbro. Les lignes verticales indiquent la position en longueur d'ondes du maximum de réflectance et des absorptions caractéristiques pour chaque minéral.

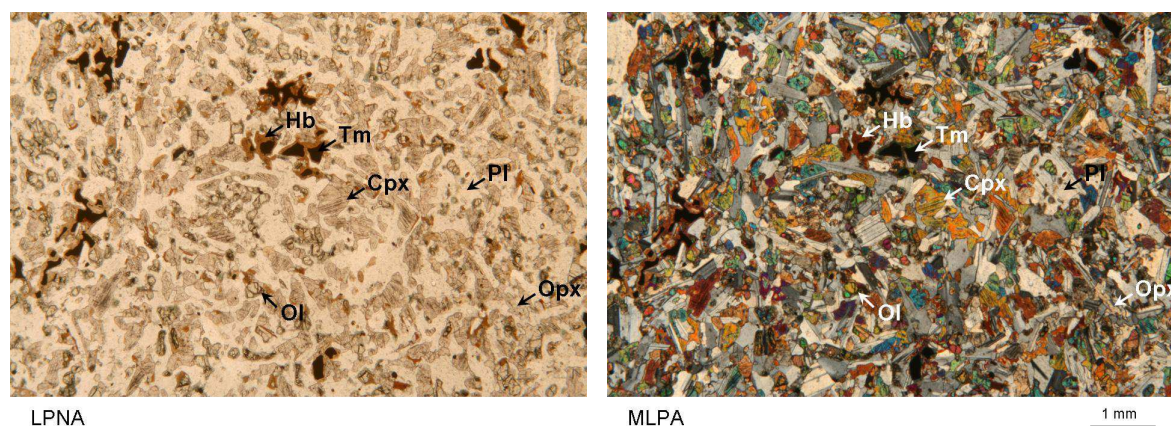


Figure 165 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une gabbro-norite à olivine à texture sub-ophitique. Cpx= clinopyroxène, Opx= orthopyroxène, Ol= olivine, Pl= plagioclase, Hb= hornblende, Tm= titanomagnétite.

Le spectre moyen de ce faciès est caractérisé par une chute de la réflectance vers $1,00\ \mu\text{m}$ (Figure 166). En revanche, par rapport au faciès précédent, le maximum de réflectance est décalé vers des plus grandes longueurs d'ondes et se situe à $1,51\ \mu\text{m}$. Le même comportement est observé pour la bande large des pyroxènes qui cette fois-ci est centrée à $2,01\ \mu\text{m}$. Cette configuration spectrale est interprétée comme étant le résultat d'un mélange entre des ortho- et des clinopyroxènes (Figure 164) (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981) avec tout de même une prédominance du pyroxène calcique confirmée par les observations en lame mince (Tableau 25). En revanche, même si l'olivine demeure plus abondante par rapport à l'orthopyroxène, la présence du péridot ne semble pas influencer la signature spectrale observée dans cet intervalle de longueurs d'ondes.

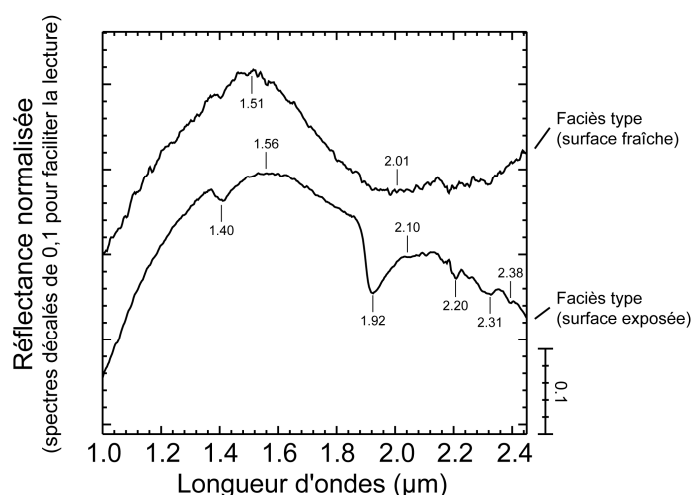


Figure 166 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'une gabbro-norite à olivine à texture sub-ophitique. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.

Les spectres de la surface fraîche et de la surface exposée sont proches entre 1,00 et 1,30 μm . Au-delà, le maximum de réflectance du spectre de la surface exposée se décale légèrement pour se positionner à 1,56 μm . Les deux absorptions liées à une hydratation des silicates primaires s'approfondissent à 1,40 et à 1,92 μm . Une série d'étroites bandes d'absorptions centrées à 2,20, 2,31 et 2,38 μm se surimpose à une bande large du pyroxène dont le minimum est au-delà de 2,40 μm . Elles sont attribuées respectivement aux vibrations des groupements Al-OH et Mg-OH. L'altération des feldspaths se traduit par le développement de petites paillettes micacées (e.g., séricite) responsables de l'absorption à 2,20 μm . Les deux autres bandes sont associées à l'ouraltisation superficielle des pyroxènes se transformant en amphiboles. La présence de ces minéraux est également confirmée par le décalage du maximum de réflectance vers 1,56 μm .

8.1.2.3 Gabbronorite à texture ophitique

Comme pour les deux faciès décrits précédemment, cette lithologie est constituée par plus de 50% de feldspaths plagioclases (Tableau 25) que les analyses chimiques placent parmi le groupe des bytownites (Tableau 27). Ces minéraux cristallisent en de fines baguettes qui excèdent rarement 0,5 mm de long et 0,1 mm de large (Figure 167). Ces cristaux sont nombreux et généralement limpides, mais peuvent parfois présenter quelques taches assimilées à des assemblages cryptocristallins de séricite. Quelques cristaux d'olivine sont observés çà et là, ils sont considérés comme étant négligeables (Tableau 25). Les deux phases minérales suivantes les plus abondantes de ce faciès sont des pyroxènes qui cristallisent dans les interstices laissés entre les baguettes de plagioclase. Le clinopyroxène identifié comme étant de l'augite est bien plus abondant que l'orthopyroxène de type ferrosilite (Tableau 25 et Tableau 27). Les cristaux d'augite font en moyenne 3 mm de côté alors que les cristaux de ferrosilite couvrent des surfaces plus réduites faisant 1,5 mm de côté. Les analyses au MEB montrent que ces pyroxènes sont libres d'inclusions ferrugineuses et que la titanomagnétite forme des cristaux xénomorphes s'accumulant plutôt en bordure de cristaux (Figure 168a et b). L'augite est relativement fraîche et présente le long des plans de clivage des exsolutions typiques d'orthopyroxène. Au contraire, la ferrosilite semble être plus instable, plus particulièrement lorsqu'elle est au contact des plagioclases (Figure 168b). L'imagerie MEB montre des variations de compositions qui se traduisent par une diminution de la teneur en Fe et par une augmentation de la teneur en Ca (Tableau 27). Ce phénomène illustre un début d'ouraltisation des pyroxènes, qui, à l'échelle de la lame mince, se traduit par le développement de nombreuses baguettes aciculaires plus ou moins colorées en vert et pléochroïques qui correspondent à de l'actinote (Roubault et al., 1963). L'apparition de ce minéral témoigne d'une modification des conditions de stabilité des minéraux primaires à la faveur d'un hydrothermalisme qui se propage le long de micro-fractures au sein de la roche. Ce processus atteint progressivement les parties encore préservées par percolation comme le montre la Figure 167. Quelques chlorites sont observées. Elles sont entourées d'inclusions ferrugineuses. Ces phyllosilicates demeurent en faibles quantités (~2%) et sont généralement associés

à l'actinote. Même si un début d'altération des pyroxènes primaires est observé pour cette lithologie, la cohabitation des ortho- et clinopyroxènes permet de le définir comme une gabbronorite.

Tableau 27 : Compositions chimiques moyennes (% poids d'oxydes) des phases primaires d'une gabbronorite à texture ophitique. 1 : Clinopyroxène primaire interstitiel (augite); 2 : Plagioclase (bytownite); 3 : Orthopyroxène primaire interstitiel (ferrosilite); 4 : Bordure d'un orthopyroxène au contact avec un plagioclase ; 5 : Spinelle (titanomagnétite).

Oxydes	Phases minérales				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	51,94	52,26	52,15	53,44	0,06
Ti ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	50,74
Al ₂ O ₃	0,98	29,46	0,00	1,53	0,26
Cr ₂ O ₃	0,00	0,19	0,07	0,00	0,00
FeO	9,75	0,14	27,83	21,81	46,48
MgO	13,17	0,08	18,36	18,24	0,45
CaO	22,49	12,20	0,83	2,59	0,00
Na ₂ O	0,38	4,65	0,39	0,44	0,00
K ₂ O	0,29	0,31	0,30	0,28	0,04
Total	99,00	99,29	99,93	98,32	98,03

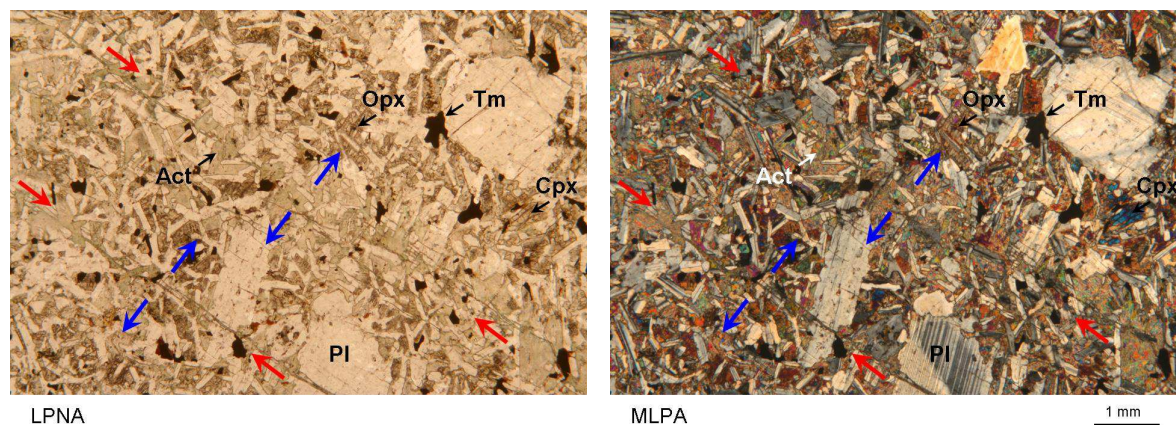


Figure 167 : Photos de lames minces acquises en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant la texture ophitique d'une gabbronorite. L'actinote se développe le long de micro-fractures (flèche rouge) et finit par atteindre les parties préservées par percolation (flèches bleues). Cpx= clinopyroxène, Act= actinote, Pl= plagioclase, Tm= titanomagnétite.

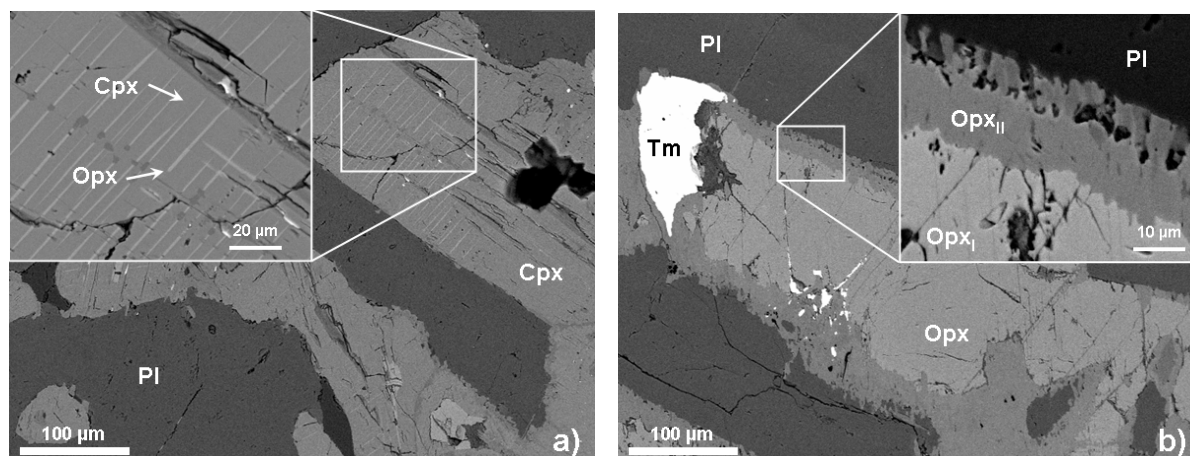


Figure 168 : Images acquises au microscope électronique à balayage (MEB) illustrant sur une même lame : (a) des fines exsolutions d'orthopyroxène (Opx) renfermées dans un clinopyroxène (Cpx) interstitiel frais dépourvu d'inclusions de titanomagnétite ; (b) le début de l'ouralitisation d'un orthopyroxène sain (Opx_I) vers une phase appauvrie en Fe et enrichie en Ca (Opx_{II}) lorsque celle-ci est mise au contact avec le plagioclase (Pl). Les analyses chimiques de ces deux surfaces sont consultables sur le Tableau 27. Les cristaux de titanomagnétite (Tm) sont xénomorphes et se forment sur la bordure des silicates.

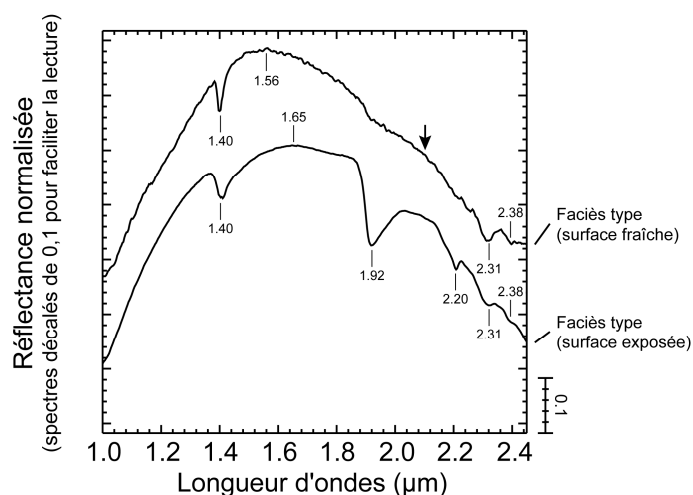


Figure 169 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'une gabbro-norite à texture ophitique. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que la flèche noire montre une forme caractéristique du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.

La signature spectrale de ce faciès est marquée par une chute de la réflectance vers 1,00 μm (Figure 169). Le maximum de réflectance est observé à 1,56 μm . Vers les plus grandes longueurs d'ondes, les valeurs de réflectance diminuent de manière constante. En raison du mélange observé entre les deux types de pyroxènes, une large bande d'absorption est attendue autour de 2,00 μm (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). Celle-ci est absente et remplacée par un léger bombement du spectre à cette longueur d'onde (voir flèche sur la Figure 169) qui, au-delà de 2,20 μm , est caractérisé

par deux bandes centrées respectivement à 2,31 et à 2,38 μm . Ces absorptions sont classiquement attribuées à la vibration des groupements Mg-OH. Cette signature est interprétée comme provenant de l'actinote qui se développe au dépend des pyroxènes primaires. Ce minéral d'altération est défini par un maximum de réflectance positionné à 1,69 μm et par deux bandes qui dessinent un "W" au-delà de 2,12 μm comme le montre la Figure 164a (Hunt et Salisbury, 1971 ; Hunt et al., 1973). Bien que l'orthopyroxène soit un peu plus abondant que l'actinote, celui-ci ne semble pas modifier le spectre comme le fait l'amphibole calcique. Cette observation s'explique par la transformation de ce minéral en actinote comme l'illustre la Figure 168b. Ceci est en accord avec les travaux de Le Gleuher et Noack (1990). Ils ont démontré - dans des assemblages similaires - que les orthopyroxènes sont les premiers à être atteints par l'ouraltisation. Ce n'est qu'une fois que ce minéral est complètement transformé en amphibole que les clinopyroxènes commencent à être touchés d'une manière plus soutenue par ce phénomène.

Le spectre représentatif de la surface exposée présente les mêmes caractéristiques que celui de la surface fraîche entre 1,00 et 1,40 μm (Figure 169). Au-delà, de légères modifications sont observées telles que le décalage du maximum de réflectance à 1,65 μm suggérant un plus fort développement d'actinote à la surface de cet échantillon. Cette transformation est confirmée par le creusement des bandes d'absorptions à 1,40 et à 1,92 μm . En raison de l'exposition des plagioclases aux conditions de surface, celui-ci donne en s'altérant davantage de séricite caractérisée par des groupements Al-OH, responsables de l'apparition de la bande à 2,20 μm (Figure 164b). De plus, le développement de ce minéral ayant une bande à 2,34 μm permettrait d'expliquer la légère modification de la profondeur des absorptions à 2,31 et 2,38 μm de l'actinote.

8.1.2.4 Norite à texture grenue

Le passage vers un gabbro plus noritique avec une augmentation de la teneur en orthopyroxène et une diminution de celle des clinopyroxènes est ici confirmée. Par contre, si les faciès décrits jusqu'à présent ont été définis par au moins deux échantillons présentant des caractéristiques similaires dans le Massif, celui-ci n'a été identifié que dans la carrière de la Margerie qui se situe à l'extrême sud-ouest du Massif (Figure 4). Cette lithologie est essentiellement constituée par du feldspath plagioclase et par des orthopyroxènes (Tableau 25). Quelques pyroxènes calciques sont également observés mais en plus faible quantité. Le contour des cristaux de pyroxène est souvent irrégulier. Il tend à devenir net comme celui des plagioclases, définissant des cristaux dont les joints de grains font 120° entre eux. De la hornblende brune pléochroïque en LPNA est identifiée autour des opaques. Cette paragenèse magmatique primaire est modifiée avec l'apparition de biotite brune pléochroïque en LPNA qui devient verte en bordure en relation avec un début de chloritisation. Du quartz se développe également et ceci grâce à des fluides qui proviendraient de la mise en place du granite de Mortagne et qui sont mis en circulation grâce à la zone de cisaillement limitant le Massif gabbroïque au sud (c.f., infra). Le quartz qui est plus abondant que les phyllosilicates forme des cristaux à contours irréguliers et

s'intercale parmi les cristaux d'orthopyroxène et de plagioclase (Figure 170). Les échantillons prélevés sur les différents fronts de taille présentent des compositions modales très variables ainsi que des tailles de grain différentes (i.e. diamètre des cristaux allant de 0,1 à 5 mm). D'une manière générale, le faciès qui caractérise ce site se rapporte aux norites au sens large (Brillanceau, 1964). Celles-ci sont caractérisées par une texture grenue et présentent de nombreuses venues quartziques.

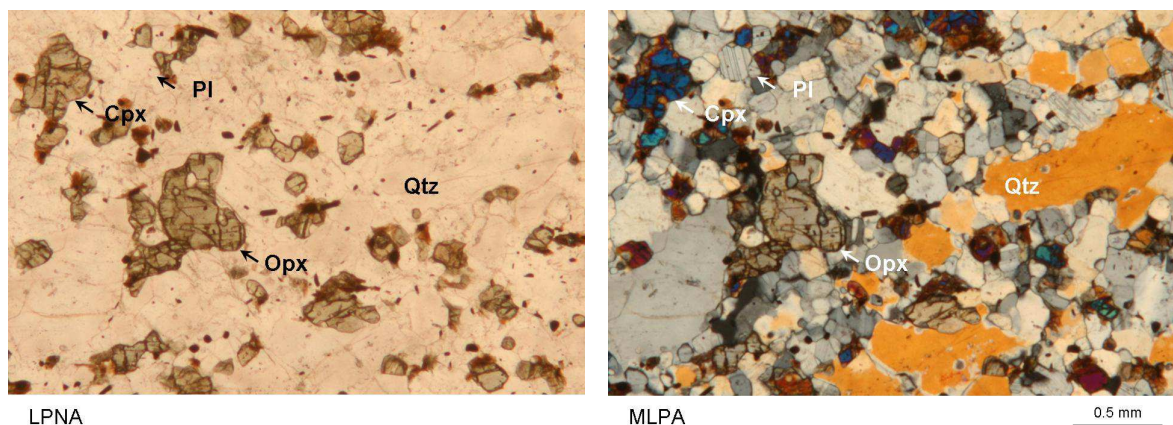


Figure 170 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une norite à texture grenue. La teinte de polarisation jaune du quartz s'explique par une lame mince plus épaisse. Opx= orthopyroxène, Cpx= clinopyroxène, Pl= plagioclase, Qtz= quartz.

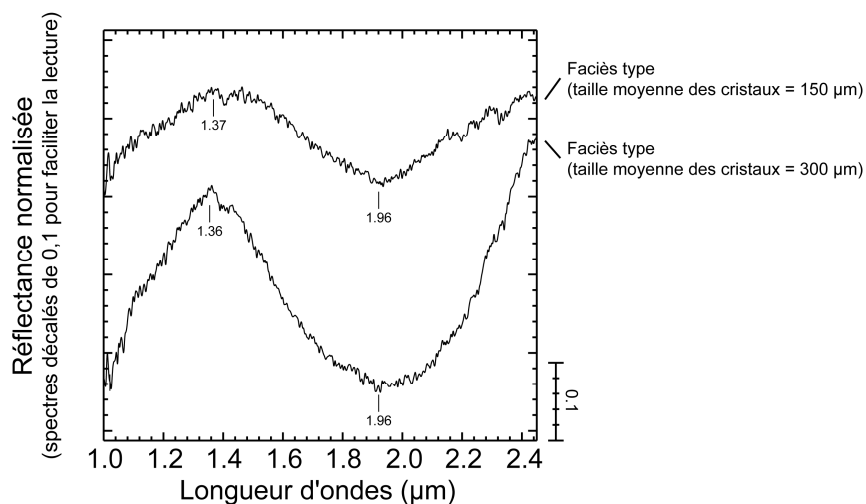


Figure 171 : Spectres caractéristiques d'une norite à texture grenue provenant de deux fronts de taille différents caractérisés par des tailles de grains de 150 et 300 μm respectivement. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.

La contribution majeure à la réponse spectrale de cette norite est l'orthopyroxène (Figure 171). Le spectre est caractérisé par un maximum de réflectance à 1,37 μm et par une large bande d'absorption

positionnée à 1,96 μm liée aux transitions électroniques du fer (Figure 164a) (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). Même si le quartz est présent, celui-ci ne modifie pas la forme globale du spectre en raison de son caractère non absorbant dans cet intervalle de longueur d'ondes (Hunt et Salisbury, 1970).

Le spectre de la surface exposée n'a pas pu être mesuré en raison de son prélèvement au fond d'une carrière en exploitation. En revanche une variabilité des tailles de grains est observée d'un front de taille à l'autre. La profondeur de la bande de l'orthopyroxène à 1,96 μm est plus importante pour les tailles moyennes de 300 μm que pour les tailles moyennes de 150 μm , bien que ce minéral n'excède pas 15% de la roche.

8.1.2.5 Gabbro amphibolitisé et métagabbro hydrothermalisé

Ces deux lithologies sont regroupées dans cette section. Ce sont d'anciens gabbros dont le pyroxène a été complètement substitué par de l'amphibole. L'olivine y est aussi généralement absente. De légères variations de texture et de minéralogie sont observées sur certains échantillons permettant de faire la distinction entre deux groupes texturaux.

8.1.2.5.1 Gabbro amphibolitisé à texture ophitique préservée

Le cinquième faciès rencontré dans le Massif ne présente pas de pyroxènes à l'état frais. Celui-ci est transformé en une variété de minéraux secondaires dont les tons pléochroïques s'étalent du brun au vert (e.g., hornblende) en passant par le jaune (e.g., actinote) en LPNA (Figure 172). Ces cristaux sont assimilés aux amphiboles au sens large et sont estimés à 35% (Tableau 25). Les feldspaths plagioclases sont quant à eux plus abondants. Cependant, leur teneur est évaluée à moins de 50% (Tableau 25) demeurant un peu faible par rapport à un gabbro classique. Ce phénomène est expliqué par la transformation de ce minéral en un assemblage de petits cristaux de séricite atteignant jusqu'à 7% du mode. Malgré l'aspect "sale" qui commence à se développer sur les plages de ces cristaux (Figure 172), leurs contours arrivent à être correctement identifiés. Ils forment de fines baguettes dont la longueur est inférieure ou égale à 0,4 mm et dont la largeur fluctue entre 50 et 200 μm . Leur arrangement permet de reconnaître l'ancienne texture ophitique d'origine magmatique encore préservée et dont les interstices sont colmatés par l'amphibole. De la chlorite est souvent observée en association avec l'actinote. Ce minéral présente une teinte jaune en LPNA et est caractérisé par de nombreuses inclusions d'opakes qui se forment en bordure ou le long des plans de clivage (Figure 172). Ailleurs dans la roche, les opakes cristallisent en de fines aiguilles ayant des contours irréguliers et faisant en moyenne 0,4 mm de long et 50 μm de large. Ces cristaux sont disséminés et sont estimés en moyenne à 5%. Leur forme attire l'attention car elle diffère de celle des cristaux xénomorphes observés jusqu'à présent.

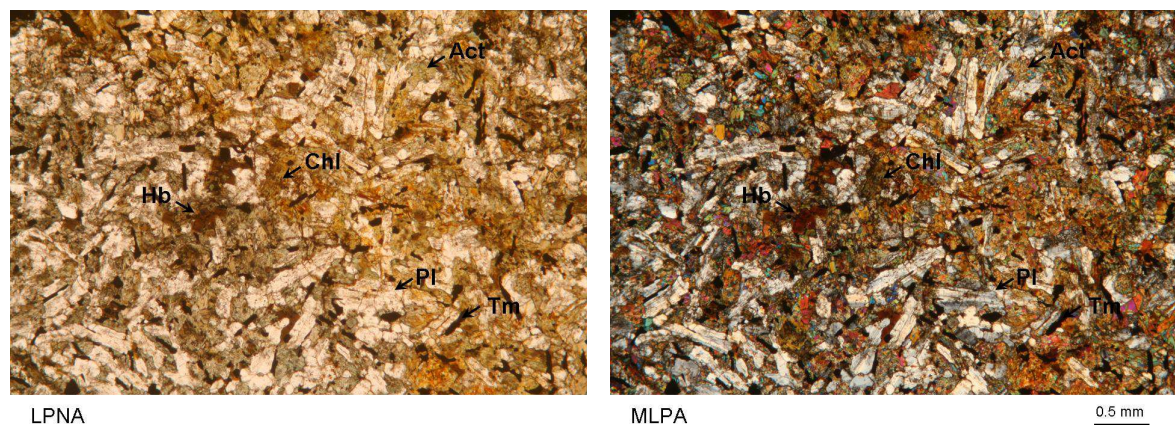


Figure 172 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant la texture ophitique préservée d'un gabbro amphibolitisé. Dans la photo en LPNA un secteur est caractérisé par de l'amphibole verte et brune tandis qu'un autre l'est par de l'actinote et de la chlorite mettant en évidence une zonation. Hb= hornblende brune, Amp= amphibole verte, Act= actinote, Chl= chlorite, Pl= plagioclase, Tm= titanomagnétite.

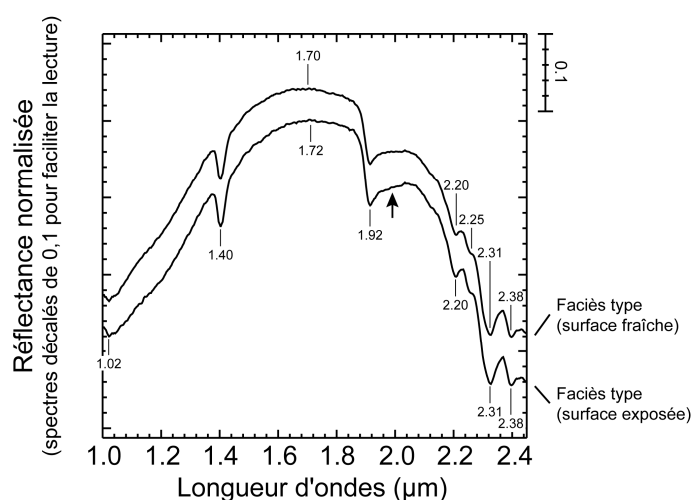


Figure 173 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'un gabbro amphibolitisé à texture ophitique préservée. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que la flèche noire montre une forme caractéristique du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.

Une large gamme d'amphiboles est observée, il semble que plusieurs générations se superposent. Les hornblendes brunes et jaunes se seraient développées à partir du métamorphisme qui affecte le gabbro lors de la rétro-morphose vers le faciès amphibolite (Lasnier, 1970 ; Forestier et al., 1982). L'altération hydrothermale quant à elle serait responsable de la formation de séricite à partir des plagioclases qui se surimposent tardivement à ce métamorphisme. La cohabitation des différents types d'amphiboles dans un gabbro est interprétée par Le Gleuher et Noack (1990) comme étant la réponse à des stades plus avancés de l'ouralitisaiton. Ils soulignent le fait qu'une telle homogénéisation des amphiboles serait atteinte grâce à l'ouverture du système permettant la circulation hydrothermale de

fluides ayant une origine externe. Ce type de circulation est enregistré par certains des échantillons étudiés présentant des zonations (Figure 172). Des secteurs plus riches en amphiboles vertes et brunes sont séparés de sections qui au contraire sont composés par de l'actinote et de la chlorite.

La signature spectrale de ce faciès est caractérisée par une chute de la réflectance vers 1,00 μm où commence à apparaître le minimum de la bande d'absorption liée à l'ion ferreux et centrée à environ 1,02 μm (Figure 173). Le maximum de réflectance de la surface fraîche est observé à 1,65 μm . Ces deux critères spectraux sont interprétés comme provenant des différents types d'amphibole observés en lames minces. Ceci est confirmé par les deux bandes d'absorptions dues à la vibration de la molécule Mg-OH de ces minéraux et qui définissent un "W" caractéristique à 2,31 et à 2,38 μm (Hunt et Salisbury, 1970 ; Hunt et al., 1973 ; Hunt, 1977). La légère inflexion du spectre à 2,25 μm , typique de la vibration de la molécule Fe-OH, est également en accord avec la présence d'amphibole. La déstabilisation des feldspaths plagioclase en séricite se traduit par une absorption centrée à 2,20 μm (Kruse, 2000).

Le spectre de la surface exposée de cet échantillon présente la même forme que celui de la surface fraîche. Le maximum de réflectance est légèrement décalé vers 1,71 μm . Les bandes liées à l'hydratation observées à 1,40 et à 1,92 μm se creusent davantage ainsi que celle centrée à 2,20 μm . Cette configuration est interprétée par une altération un peu plus intense des plagioclases. De plus, le développement de séricite favorise la modification de la forme du spectre entre 1,90 et 2,10 μm (voir flèche Figure 173).

8.1.2.5.2 Métagabbro hydrothermalisé

Comme pour les faciès décrits jusqu'à présent, le feldspath plagioclase est l'une des espèces minérales les plus abondantes de la roche (Tableau 25). En revanche, elle est la plus altérée. En effet, les plagioclases se transforment en un assemblage de minces paillettes de mica blanc principalement constitué de séricite.

Les images au MEB illustrent bien cette transformation et montrent que la taille des cristaux présents dans un tel assemblage est inférieure à 20 μm (Figure 174a). Les analyses chimiques effectuées sur les sections de plagioclase encore frais indiquent que celui-ci est relativement enrichi en Na, ce qui le place dans le champ des labradorites (Tableau 28). L'abondance du quartz présent suggère une ouverture du système à des fluides d'origines externes (Figure 175a). Les amphiboles qui caractérisent cette roche sont des hornblendes ferrifères et des actinotes. Elles constituent près d'un tiers du faciès (Tableau 25) en substitution d'anciens pyroxènes interstitiels. Contrairement aux faciès précédent, l'actinote contient 8% de chlorite. Les analyses chimiques effectuées sur ces phyllosilicates lui confèrent une nature ferromagnésienne se rapprochant de la famille du talc (Tableau 28). Par ailleurs, la chlorite se caractérise par de nombreuses accumulations de fer le long des plans de clivage ou au contact avec les minéraux voisins (Figure 174b et Figure 175b).

En résumé, ce faciès se distingue du précédent par une perte de la texture magmatique initiale et un hydrothermalisme qui favorise l'augmentation de sa teneur en séricite, chlorite et quartz.

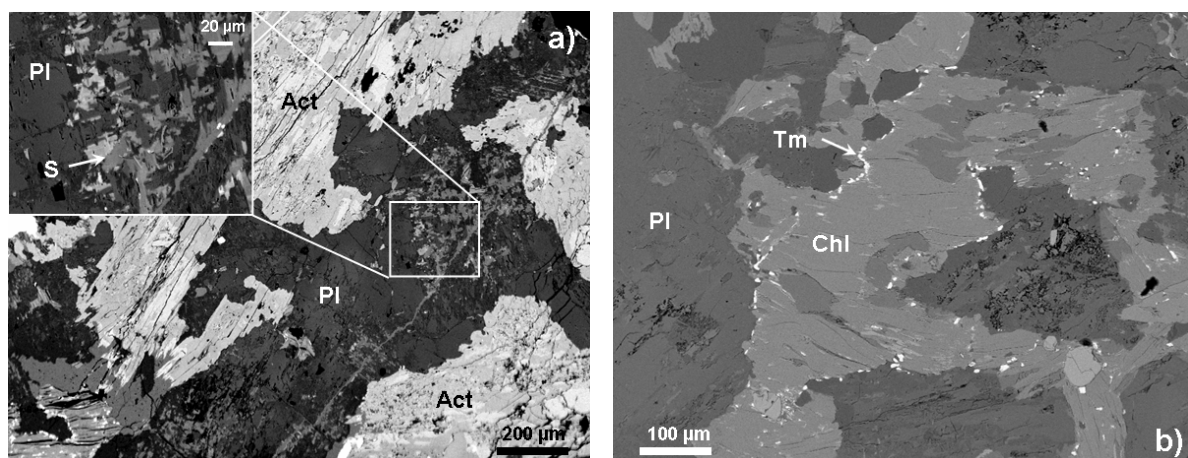


Figure 174 : Images d'un métagabbro hydrothermalisé acquises au microscope électronique à balayage (MEB) illustrant sur une même lame : (a) la déstabilisation des plagioclases (Pl) en des petits cristaux ayant une composition proche de celle d'un mica de type séricite (S) ; (b) les cristaux de titanomagnétite (Tm) qui se développent autour de la chlorite (Chl). Act= Actinote.

Tableau 28 : Compositions chimiques moyennes (% poids d'oxydes) des phases primaires d'un métagabbro hydrothermalisé. 1 : Plagioclase (labradorite) ; 2 : Amphibole (hornblende riche en Fe) ; 3 : Chlorite (chlorite ferromagnésienne) ; 4 : Spinelle (titanomagnétite).

Oxydes	Phases minérales			
	1	2	3	4
SiO ₂	58,51	48,50	29,52	0,13
Ti ₂ O	0,00	0,70	0,64	53,36
Al ₂ O ₃	26,51	5,71	18,55	0,00
Cr ₂ O ₃	0,00	0,12	0,13	0,15
FeO	0,18	16,34	21,11	45,16
MgO	0,20	12,37	19,34	0,25
CaO	8,76	11,01	0,58	0,01
Na ₂ O	6,90	1,12	0,20	0,20
K ₂ O	0,31	0,69	0,16	0,00
Total	101,37	96,56	92,22	99,26

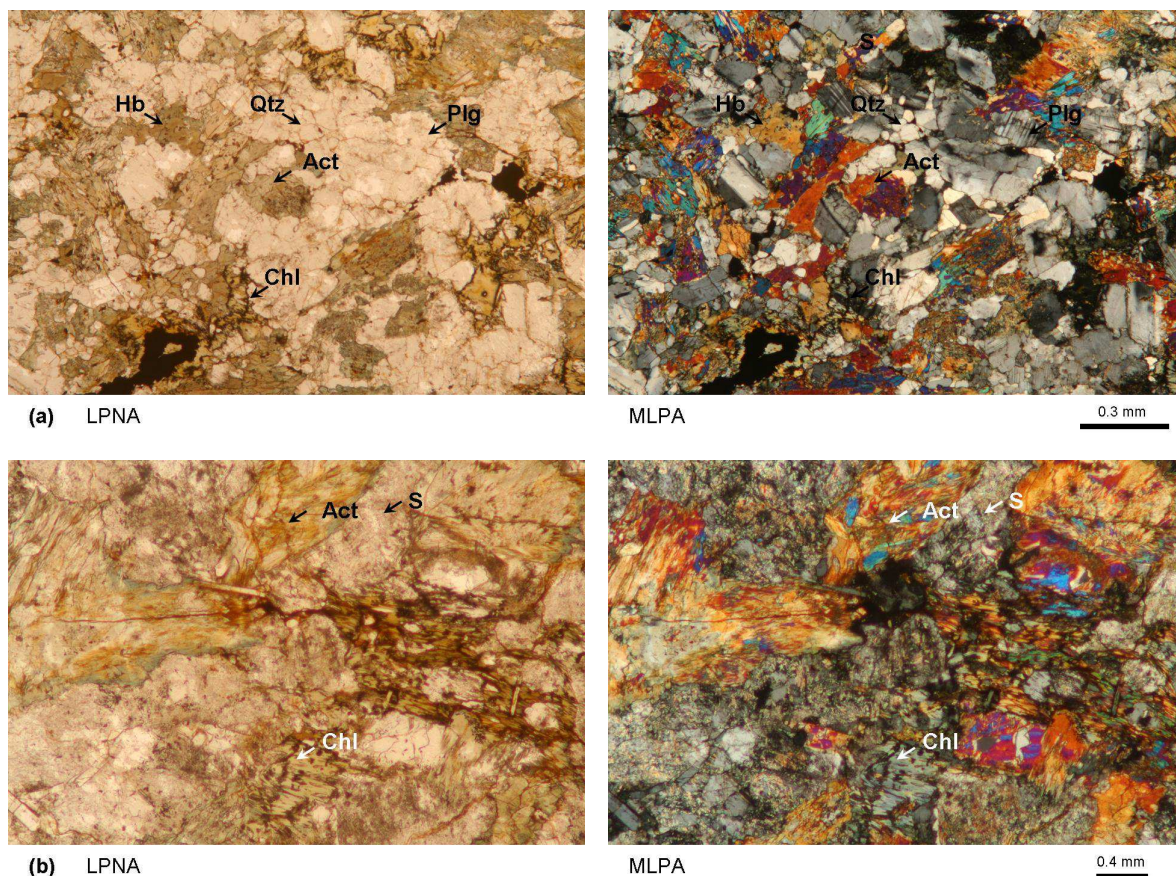


Figure 175 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant l'arrangement des minéraux dans un métagabbro hydrothermalisé. Chl= chlorite, Act= actinote, S= séricite, Pl= plagioclase, Hb= hornblende brune, Qtz= quartz.

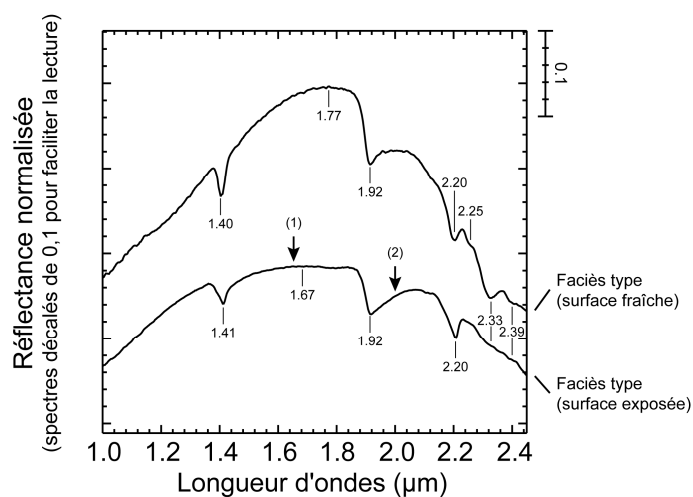


Figure 176 : Spectres caractéristiques de la surface fraîche et de celle exposée d'un métagabbro hydrothermalisé à texture grenue. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions tandis que les flèches numérotées montrent des formes caractéristiques du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte.

La signature spectrale de ce faciès est définie par une croissance des valeurs de réflectance du proche infrarouge jusqu'à un maximum à 1,77 μm . De part et d'autre de cette position, le spectre est caractérisé par deux bandes centrées à 1,40 et à 1,92 μm attribuées à la vibration des molécules d' H_2O et aux groupements hydroxyls. L'intervalle de longueur d'onde compris entre 2,00 et 2,45 μm est caractérisé par une première absorption relativement étroite centrée à 2,20 μm . Elle est attribuée à la vibration du groupement Al-OH de la séricite. Une seconde absorption se manifeste à 2,33 μm et une troisième beaucoup plus atténuée à 2,39 μm . Ces deux dernières bandes ainsi que la position du maximum de réflectance sont interprétées comme correspondant à un mélange entre les différents types d'amphiboles (Figure 164a et b) observées en lames minces. En revanche, la position du centre des absorptions associées à ce groupe de minéraux est légèrement décalée vers de plus grandes longueurs d'ondes par rapport aux absorptions spécifiques classiquement observées à 2,31 et 2,38 μm (Hunt et Salisbury, 1970). Cette modification du spectre serait liée en partie à la formation de séricite caractérisée par une absorption symétrique à 2,34 μm et par la chlorite qui a une bande similaire à 2,33 μm (King et Clark, 1989). L'absorption placée à 2,25 μm serait quant à elle attribuée à la vibration de la molécule Fe-OH des amphiboles et de la chlorite.

Le phénomène lié à la séricitisation des plagioclases est beaucoup plus intense à la surface des échantillons comme le montre le spectre de ce type de surfaces. Il se traduit par une augmentation de la profondeur de la bande à 2,20 μm et par une accentuation de la modification des absorptions à 2,31 et à 2,38 μm de l'amphibole. L'abondance de ce mica en surface modifie également la position du maximum de réflectance qui se situe à 1,67 μm et donne au spectre une forme plus aplatie entre 1,40 et 1,90 μm (voir flèche 1 sur la Figure 176). De plus, la vibration du groupement OH de ce minéral a pour effet d'élargir la bande à 1,92 μm (voir flèche 2 sur la Figure 176).

8.1.2.6 Gabbros proches de la zone de Cisaillement Sud Armoricaïn

Les unités lithologiques décrites jusqu'à présent se caractérisent par une composition minéralogique relativement homogène au sein d'un échantillon ou à l'échelle de l'affleurement. En revanche, à proximité d'accidents tectoniques majeurs (e.g., Cisaillement Sud Armoricaïn), ces roches sont susceptibles de voir leur pétrogenèse varier en raison des grandes quantités de fluides qui sont mis en circulation. Trois des cinq faciès décrits semblent être atteints au voisinage de ces structures. Ils sont regroupés dans cette section malgré des compositions minéralogiques différentes. Leur caractère commun est donné par des fortes teneurs en silice libre et/ou par le développement de phyllosilicates d'origine hydrothermale qui modifient la composition minéralogique à l'échelle de l'échantillon, mais aussi à l'échelle de l'affleurement.

La plupart des échantillons prélevés dans la carrière de la Margerie sont des norites, mais en raison de l'hydrothermalisme, certains échantillons sont très riches en quartz et en biotite qui se chloritise.

Dans les gabbro-norites la proximité de la zone de cisaillement se manifeste plutôt à l'échelle de la lame mince par l'apparition de biotite (~5%) qui est parfois entourée d'un fin liseré vert marquant le

début d'une chloritisation (Figure 177). L'actinote s'y développe en grandes aiguilles qui atteignent jusqu'à 1 mm de long et qui finissent par remplacer complètement le pyroxène hôte (Figure 177). La séricitisation des feldspaths qui débutait dans le faciès normal est ici plus avancée.

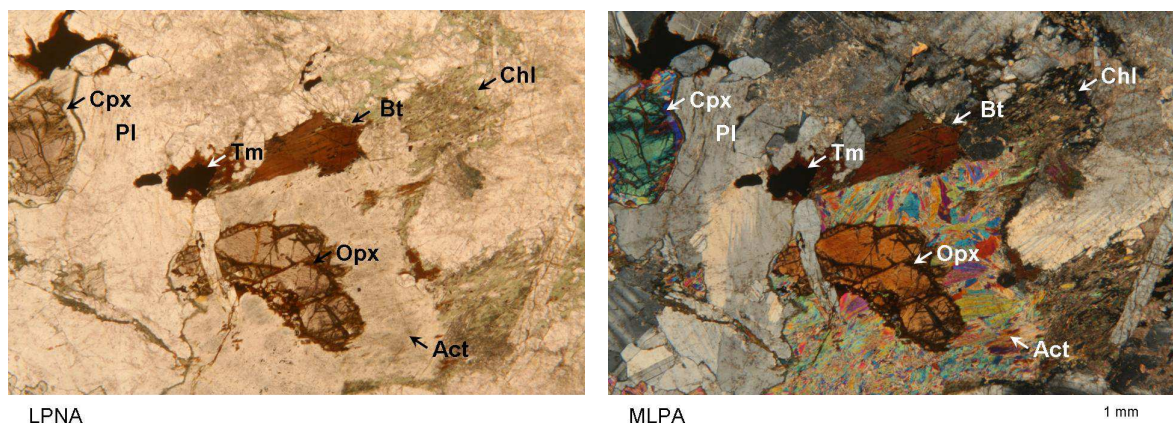


Figure 177 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant la minéralogie d'une gabbronorite à proximité d'une zone de cisaillement. La biotite (Bt) en voie de chloritisation (Chl) et un liseré d'actinote (Act) et de chlorite se développe autour des pyroxènes (Opx et Cpx) au contact avec un plagioclase (Pl). Tm= titanomagnétite.

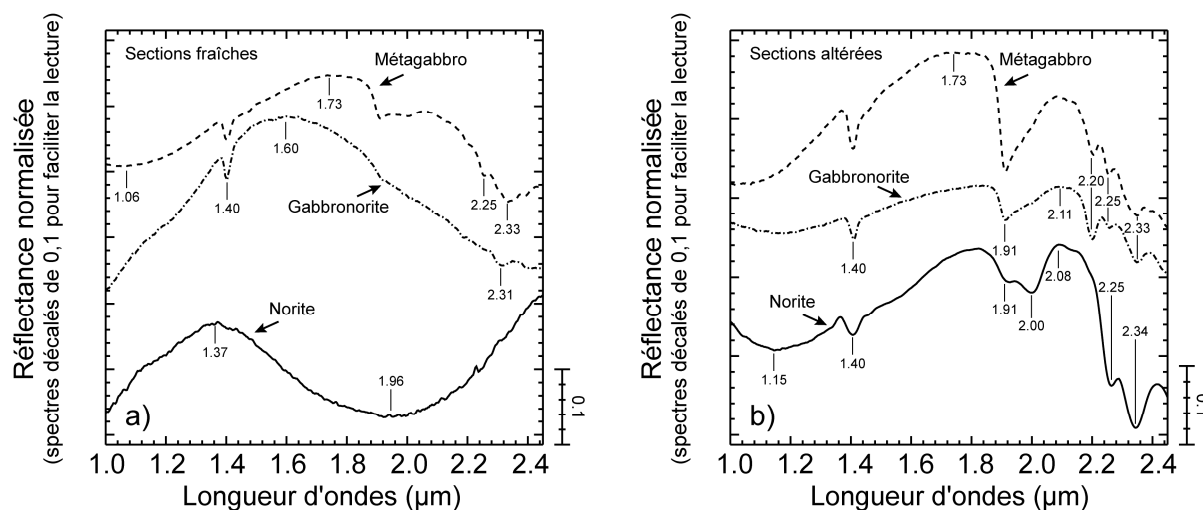


Figure 178 : Spectres caractéristiques des sections sciées fraîches (a) et altérées non exposées (b) des norites, gabbronorites et métagabbros proches de la zone de cisaillement. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorption et sont discutés dans le texte.

La composition du métagabbro semble également être perturbée par la proximité cet accident majeur, mais cela ne se traduit que par une augmentation de la teneur en quartz (Tableau 25).

Les roches qui caractérisent ces faciès ont des compositions minéralogiques bien distinctes ce qui se répercute sur les signatures spectrales (Figure 178a). Les sections analysées qui sont préservées de

l'hydrothermalisme ont un spectre qui demeure représentatif du faciès normal. Dans les sections préservées des norites, où l'orthopyroxène est dominant (e.g., Figure 170), le spectre est caractérisé par un maximum de réflectance à 1,37 μm et par une large bande centrée à 1,96 μm comme le montre la Figure 178a (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). Dans les sections fraîches des gabbro-norites (e.g., Figure 167), la signature spectrale est définie par un maximum de réflectance centré à 1,60 μm et par une large absorption centrée à 2,30 μm (Figure 178a). En fonction de la teneur en actinote, cette forme est légèrement perturbée et donne un bombement à 2,10 μm et une absorption plus intense à 2,31 μm . Le spectre d'un métagabbro est quant à lui dominé par l'amphibole et dans une moindre mesure par celle de la chlorite. Ceci se traduit par une bande large à 1,06 μm due aux ions ferreux de ces deux minéraux et par un maximum de réflectance à 1,73 μm attribuée à l'amphibole. Au-delà, la vibration des molécules Fe-OH et Mg-OH produit respectivement des absorptions à 2,25 et à 2,33 μm interprétées par un mélange entre ces deux minéraux (Figure 178a).

Les sections analysées fortement atteintes par l'hydrothermalisme sont caractérisées par des teneurs plus importantes en biotite, en chlorite et en quartz. Ceci fait apparaître une large bande d'absorption centrée à 1,15 μm attribuable à l'ion ferreux des deux phyllosilicates ferromagnésiens (Figure 178b) (Hunt et Salisbury, 1970 ; King et Clark, 1989). Au-delà, ces spectres semblent être marqués par la signature de la chlorite avec des bandes d'hydratation à 1,40 et à 1,91 μm , un maximum de réflectance à 2,10 μm et par deux absorptions à 2,25 et à 2,33 μm attribuées respectivement à la vibration des molécules Fe-OH et Mg-OH. Le creusement de la bande à 2,20 μm est associé à une plus grande instabilité des plagioclases qui se transforment en séricite, particulièrement dans la gabbro-norite. La principale différence qui caractérise le métagabbro type de celui qui est proche de la zone de cisaillement est la teneur plus importante en quartz. Ce dernier minéral ne s'exprime pas spectralement et permettrait d'expliquer la similitude entre les spectres de ces deux sections différentes marquées essentiellement par la signature de l'amphibole.

8.1.2.7 Synthèse et discussion

À partir des échantillons prélevés, au moins cinq faciès de gabbro affleurant dans le Massif du Pallet sont mis en évidence et synthétisés dans le Tableau 29. Ils présentent des assemblages minéralogiques différents et par conséquent une signature spectrale caractéristique. Leur description donne une bonne idée sur la complexité lithologique du Massif et confirment en partie les observations proposées par les travaux antérieurs (Lacroix, 1899 ; Mathieu et Gabilly, 1959 ; Brillanceau, 1964 ; Lasnier, 1970).

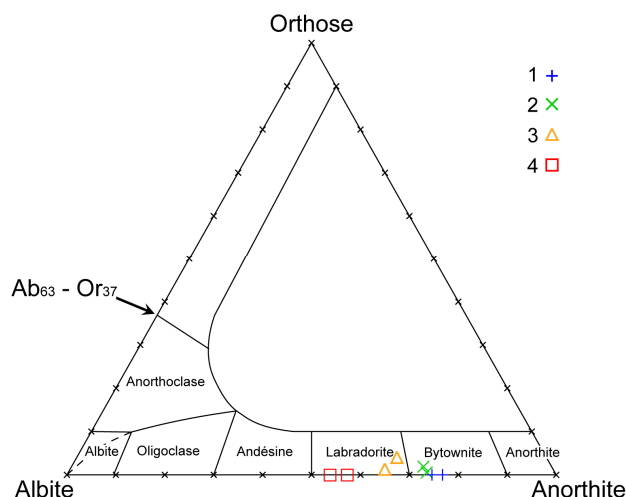


Figure 179 : Diagramme ternaire illustrant l'évolution de la composition des plagioclases à partir de quelques échantillons de gabbro. 1 : Gabbro à olivine texture coronitique ; 2 : Gabbro à texture ophitique ; 3 et 4 : Métagabbro hydrothermalisé.

La principale phase minérale de ce Massif correspond à un plagioclase, indétectable par spectrométrie (Hunt et Salisbury, 1970) de type bytownite dans les faciès à olivine et pyroxènes et de type labradorite lorsque olivine et pyroxènes sont transformés en amphiboles (Figure 179). En revanche ces deux types de plagioclase s'altèrent en un assemblage de cristaux cryptocristallins de séricite. Le plagioclase peut ainsi être détecté indirectement par le développement de séricite se traduisant sur le spectre par un approfondissement des bandes à 2,20 μm et 2,34 μm (Tableau 29).

Le métamorphisme de bordure du Massif et l'hydrothermalisme de proximité de la zone de cisaillement transforment complètement la minéralogie (Figure 178). Un métagabbro est une amphibolite qui ne peut être identifiée comme métagabbro que par interprétation géologique, surtout lorsque ce dernier est enrichi en quartz et biotite.

Si l'on fait abstraction de cette transformation, l'altération météoritique de surface - celle qui différencie une surface exposée d'une surface fraîche - provoque : i) de très légers décalages du maximum de réflectance vers des plus grandes longueurs d'ondes ; ii) l'apparition ou l'augmentation de la profondeur des bandes à 1,40 et à 1,90 μm liées à l'hydratation ; iii) l'apparition de petites bandes d'absorption étroites de type Al-OH et Mg-OH. Certains échantillons préservent le même signal sur leur surface fraîche (e.g., gabbro à olivine à texture coronitique, métagabbro hydrothermalisé) en raison d'une activité constante des agents externes (i.e., altération physique) qui empêche le développement d'une patine qu'elle soit d'origine minérale ou végétale (i.e., lichens).

Tableau 29 : Tableau récapitulatif illustrant les compositions minéralogiques majeures et les caractéristiques spectrales des principaux faciès de gabbro rencontrés dans le Massif du Pallet en dehors de la zone de cisaillement. Les minéraux indiqués en gras correspondent à ceux qui se manifestent spectralement. La minéralogie secondaire peut avoir une origine métamorphique (M) ou hydrothermale (H). Max_R= Maximum de réflectance. Ol= olivine, Opx= orthopyroxène, Cpx= clinopyroxène, Pl= plagioclase, Amp= amphibole, Act= actinote, Sp= spinelle, S= séricite, Chl, chlorite, Qtz= quartz.

Faciès	Minéralogie primaire	Minéralogie secondaire	Critères spectraux		Remarques
			Max _R	Absorptions	
Gabbro à olivine à texture coronitique	- Ol - Cpx - Pl	- Opx (M) - Amp+Sp (M) - Sp en inclusions dans Cpx (M)	1,37 µm	Large bande à 1,92 µm	- Atténuation des bandes du clinopyroxène liées aux minéraux qui présentent des inclusions de Sp. - Possible confusion avec le spectre d'une norite.
Gabbronorite à texture sub-ophitique	- Ol - Cpx - Opx - Pl	-	1,51 µm	Large bande à 2,01 µm	-
Gabbronorite à texture ophitique	- Cpx - Opx - Pl	- Act formée à partir des Opx et dans une moindre mesure à partir des Cpx (M).	1,56 µm	Bandes étroites à 2,31 et à 2,38 µm	- Disparition de la large bande des pyroxènes à cause d'un bombement atypique situé aux alentours de 2,00 µm produit par l'actinote formée à partir des orthopyroxènes.
Norite	- Opx - Pl	- Qtz (H) - Bt (H) - Chl (H)	1,37 µm	Large bande à 1,96 µm	- Les teneurs en quartz, biotite et chlorite ne sont pas suffisantes pour modifier la signature des orthopyroxènes.
Gabbro amphibolitisé à texture ophitique préservée	- Opx - Pl	- Amp et Act formées à partir des Opx (M) - S (H) - Chl (H)	~1,70 µm	Bandes étroites à 2,20, 2,25, 2,31 et à 2,38 µm	- Les faibles proportions en séricite et en chlorite par rapport à l'amphibole ne sont pas suffisantes pour modifier sa signature.
Métagabbro hydrothermalisé		- Amp et Act formées à partir des pyroxènes (M). - S (H) - Chl (H) - Qtz (H)	~1,77 µm	Large bande à 1,02 µm Bandes étroites à 2,20, 2,25 et à 2,33 µm	- Des teneurs plus importantes en séricite et en chlorite modifient le spectre faisant disparaître la bande des amphiboles entre 2,30 et 2,40 µm.

En résumé, les transformations minéralogiques qui affectent le gabbro du Pallet ont trois origines différentes et se sont succédé dans le temps. Elles correspondent à :

- Origine magmatique primaire : Les teneurs en olivine diminuent lorsque l'orthopyroxène devient plus abondant. Le plagioclase est alors de type bytownite.

- Origine métamorphique : Lorsque le métamorphisme est de HP et de HT il favorise le développement de couronnes à orthopyroxène et amphibole. Lorsque le métamorphisme est de plus basse P et T il entraîne l'ouraltisation des pyroxènes favorisant le développement d'amphibole (hornblende). Le plagioclase est alors de type labradorite.
- Origine hydrothermale : La séricite se développe à partir des plagioclases, l'actinote à partir des pyroxènes, la biotite, la chlorite et le quartz apparaissent.

Comme le montre le Tableau 29, la proportion relative entre ortho- et clinopyroxène est plus facilement détectable à partir du décalage du maximum de réflectance de 1,37 vers 1,56 μm , alors que leur transformation en amphiboles se manifeste par un maximum placé à 1,77 μm . De plus, le décalage de la position des bandes d'absorptions des pyroxènes constaté de 1,96 à 2,01 μm ne décrit pas toute la variabilité des proportions de pyroxènes. Ceci s'explique par une disparition de la bande des ions ferreux au détriment de légères absorptions dues à la vibration des groupements OH associés à un cation métallique dont l'exemple type est donné par la Figure 173. Reste maintenant à savoir quelle est la distribution spatiale de ces faciès au sein du Massif à partir de ces critères spectraux.

8.1.3 Distribution spatiale des différents faciès de gabbro au sein du Massif

Les affleurements de gabbro frais sont rares dans le Massif du Pallet. Le relief étant peu accidenté et en grande partie cultivé, il est difficile de trouver un seul contact frais. Néanmoins, cinq faciès caractéristiques présentant des assemblages minéralogiques et des propriétés spectrales différentes ont pu être définis à partir des échantillons prélevés en surface. La distribution spatiale de ces faciès est étudiée grâce à une image hyperspectrale synthétique recouvrant l'ensemble de la zone étudiée et créée à partir des spectres de laboratoire (Figure 180). La taille des pixels qui la composent a été choisie pour contenir un seul site de prélèvement par cellule. La grille qui s'accommode au mieux est ainsi composée de 496 pixels de 500 mètres de côté²⁸ rangés en 16 lignes et 31 colonnes. Le spectre de l'échantillon acquis en laboratoire jugé le plus représentatif est attribué au pixel correspondant. Lorsque de fortes variations de faciès sont observées dans un même lieu (i.e., sur une station de mesure ou à l'échelle de la lame mince), le pixel référant est divisé en deux et les spectres caractéristiques des surfaces observées sont attribués à celui-ci (e.g., cas de la zone de cisaillement). Les pixels ne présentant pas d'échantillon sont représentés par un spectre nul (non pris en compte dans les calculs et les affichages).

²⁸ La taille de la grille déterminée dans ce travail est inférieure à la maille théorique utilisée par Brillanceau (1964). Pour effectuer ces prélèvements, il a défini une maille à cellules carrées faisait environ 800 mètres de côté. Pour rappel, son étude a été accomplie à l'aide de 24 échantillons sur une surface légèrement inférieure (i.e., environ 60 km^2).

Les spécimens prélevés sur le terrain correspondent pour la plupart à des pierres volantes. Seuls quelques rares affleurements ont nécessité l'utilisation du marteau pour être extraits. Néanmoins, l'observation des lames minces a démontré que la majorité des spécimens de roche présentent une distribution relativement homogène des minéraux. Si dans un premier temps ces échantillons sont considérés comme étant représentatifs des sites d'où ils proviennent, lors de l'interprétation des résultats il faudra tenir compte de leur mode d'affleurement.

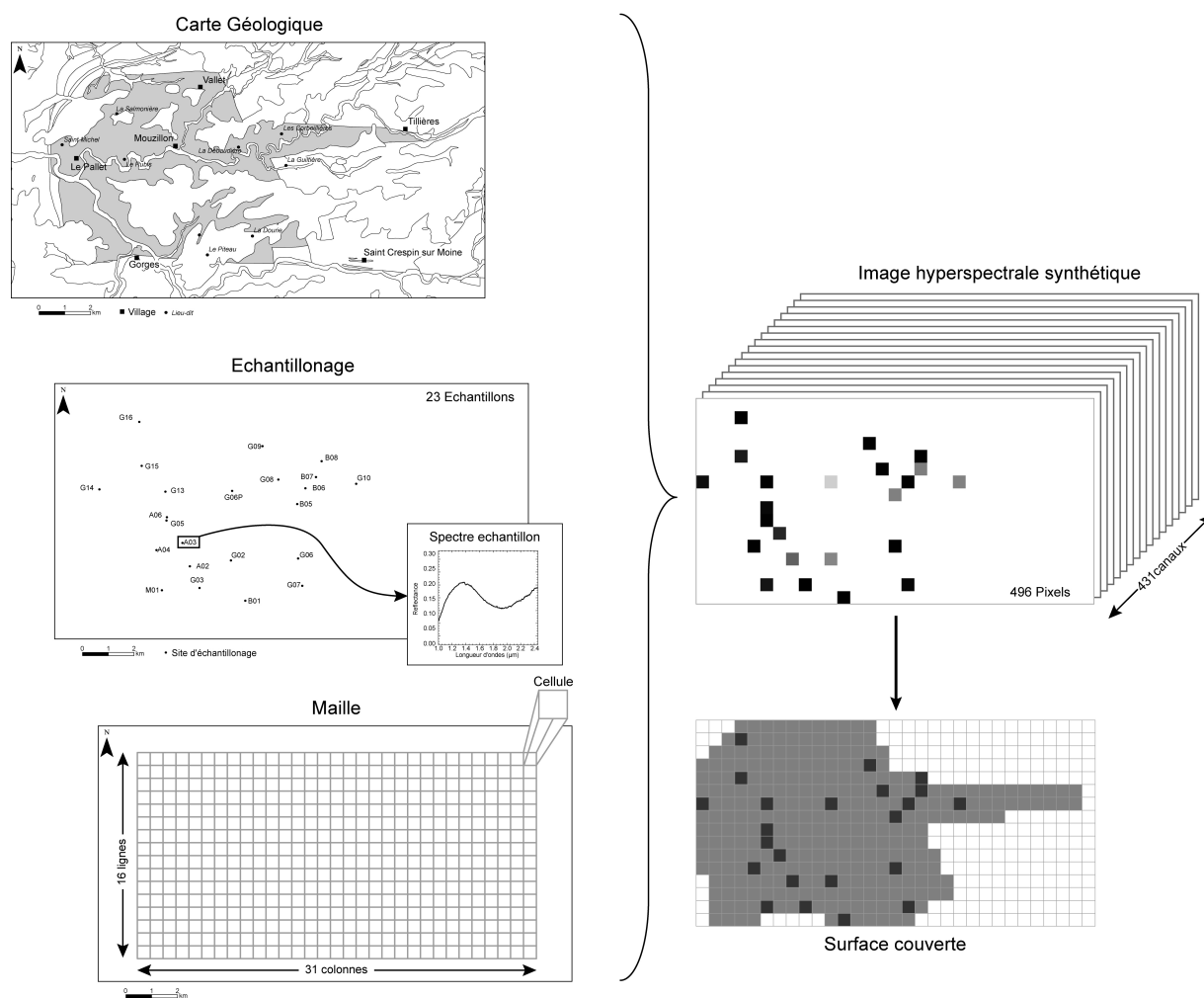


Figure 180 : Schéma illustrant la conception de l'image synthétique. Les spectres des échantillons représentatifs des sites de prélèvement sont attribués à la cellule de la maille à laquelle ils appartiennent.

Sur l'image, le Massif est délimité par 294 pixels qui recouvrent une surface estimée à environ 74 km² (Figure 180). L'étude est menée à partir de 23 pixels qui cumulent une aire totale de 5,75 km² soit près de 8% de la surface du Massif. Cette faible étendue surfacique rend compte de l'absence d'affleurement rocheux qui s'altère pour céder la place à une altérite, très souvent recouverte par des limons de plateaux rendant encore plus compliquée la cartographie de ces faciès.

L'analyse de cette image s'effectue en deux parties. La première s'intéresse à l'analyse des formes spectrales à larges bandes d'absorption. La deuxième partie se focalise sur des bandes d'absorptions étroites.

8.1.3.1 Analyses des formes spectrales à larges bandes d'absorption

Il a été démontré que la signature spectrale des faciès de gabbro est portée essentiellement soit par la réponse des pyroxènes, soit par celle des amphiboles. La présence de ces deux minéraux se traduit par deux bandes d'absorptions très larges (e.g., $\text{FWHM} \geq 0,5\mu\text{m}$) dessinant entre elles un maximum (i.e., synthèse des épaules des deux minimums) de forme caractéristique. Lorsque le pyroxène est riche en fer, ce maximum se situe entre 1,20 et 1,30 μm avec des absorptions aux environs de 0,90 et 1,90 μm . En revanche, lorsque le pyroxène calcique est dominant, le maximum de réflectance se situe à 1,50 μm . Les centres des bandes d'absorption sortent tous les deux de l'intervalle de longueur d'onde choisi, sous 1,00 μm et au-delà de 2,40 μm , de sorte qu'il est difficile de bien les identifier, à l'inverse de la position du maximum. Les amphiboles sont à l'origine d'une première bande d'absorption très large du visible à 1,10 μm et un maximum de réflectance qui oscille entre 1,70 et 1,80 μm . Au-delà, une deuxième bande d'absorption, similaire à celle des pyroxènes calciques, est en partie masquée par une série de bandes d'absorption étroites relatives à l'hydratation (OH) de ce minéral, avec un minimum caractéristique à 2,31 μm (Mg-OH, voir détails dans § 8.1.3.2).

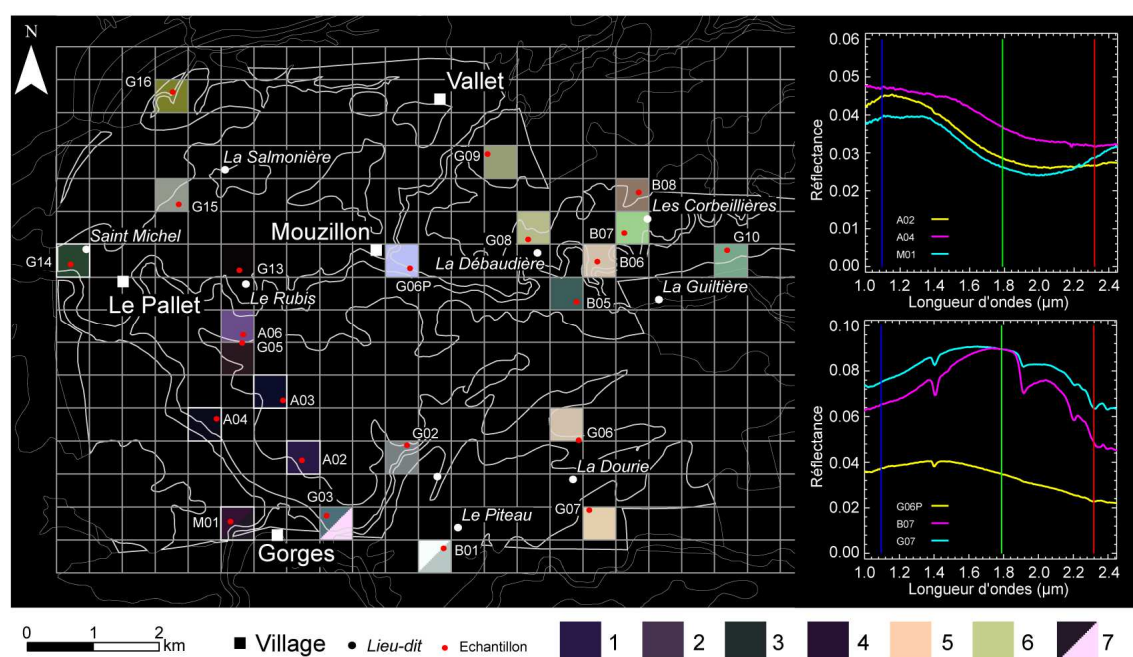


Figure 181 : Composition colorée sensible à la forme globale du spectre (R : 2,303 μm ; V : 1,788 μm ; B : 1,095 μm). Légende : 1= Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2= Gabbro à olivine à texture sub-ophitique ; 3= Gabbro à olivine à texture ophitique ; 4= Norite à texture grenue ; 5= Gabbro à amphibolitisation à texture ophitique conservée ; 6= Métagabbro ; 7= Gabbro proche de la zone de cisaillement. Les pixels qui sont confondus avec l'arrière-plan sont indiqués par un cadre blanc.

Ces variations de grandes longueurs de formes spectrales peuvent être mise en évidence à l'aide d'une simple composition colorée comme le montre la Figure 181 avec les bandes à 1,095 μm , 1,788 μm et 2,303 μm affichée respectivement sur les canaux bleu, vert et rouge. La chute de la réflectance vers 1,00 μm imprime un gris-bleu aux pixels (e.g., échantillons G06P, G07, B07). Les pixels riches en amphibole à maximum proche de 1,788 μm prennent une teinte verdâtre (e.g., échantillons G07, B07) ou brune lorsque ce minéral est moins abondant (e.g., échantillons A02, A04, G06P, M01).

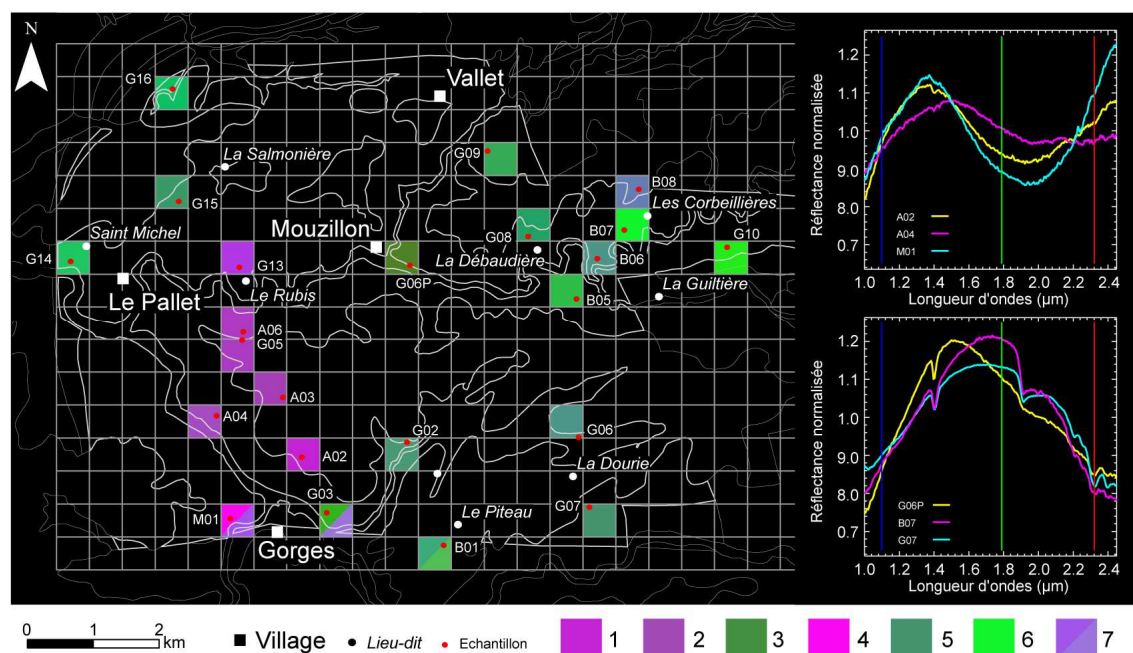


Figure 182 : Même composition colorée que pour la Figure 181 après normalisation des spectres à leur tendance rectiligne en nombre d'onde. Légende : 1= Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2= Gabbronorite à olivine à texture sub-ophitique ; 3= Gabbronorite à texture ophitique ; 4= Norite à texture grenue ; 5= Gabbro amphibolitisé à texture ophitique conservée ; 6= Métagabbro hydrothermalisé ; 7= Gabbro proche de la zone de cisaillement.

Quatre groupes peuvent être identifiés. Le premier, gris-bleu correspond au lieu-dit le Rubis et à la carrière de Gorges (i.e., échantillon M01) avec une signature portée par celle des pyroxènes. Les trois autres groupes en gris, en beige et en vert dépendent essentiellement de la teneur et du type d'amphibole (e.g., échantillons G07, B07).

Ces compositions colorées présentant de fortes variations d'albedo, des teintes pourpres et gris sombre se rencontrent par exemple sur des pixels de composition rigoureusement identique (e.g., en A06 et G05). Ces variations de couleur étant produites essentiellement par des différences de préparation des échantillons, les traits de scie donnant un aspect plus clair à l'un des spécimens (i.e., A06), une normalisation à la tendance donnée par une droite en nombre d'ondes est appliquée, conformément à la procédure décrite dans le chapitre 6.

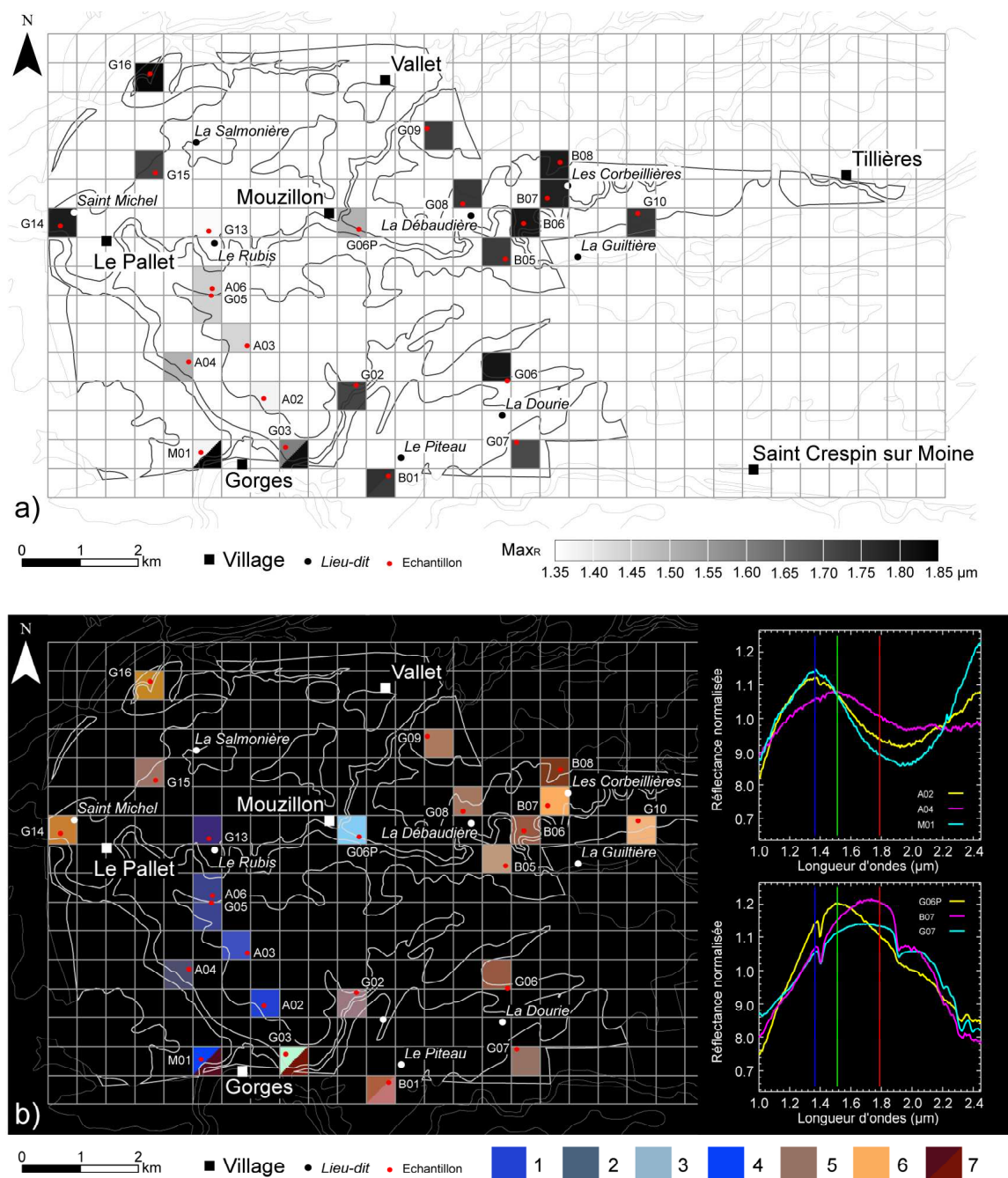


Figure 183 : (a) Carte de la répartition du maximum de réflectance (Max_R) illustré par une échelle en niveaux de gris. (b) Composition colorée sensible à la position des maximums de réflectance normalisés en longueur d'ondes ($R : 1,788 \mu m$; $V : 1,512 \mu m$; $B : 1,365 \mu m$). Légende : 1= Gabbro à olivine à texture coronitique ; 2= Gabbronorite à olivine à texture sub-ophtitique ; 3= Gabbronorite à texture ophtitique ; 4= Norite à texture grenue ; 5= Gabbro amphibolitisé à texture ophtitique conservée ; 6= Métagabbro ; 7= Gabbro proche de la zone de cisaillement.

L'image présente alors une répartition beaucoup plus homogène des spectres par faciès (Figure 182). Les spectres à signatures de pyroxènes y sont magenta (A02, A03, A04, A06, G05 et G13) et distribués selon un axe N150°. En revanche, la distinction entre gabbro à olivine à texture coronitique et à texture ophtitique est impossible. La gabbronorite à texture ophtitique observé à proximité de

Mouzillon apparaît en vert marron. Ce résultat provient de l'amphibole de type actinote qui modifie la signature du clinopyroxène aux environs de 1,80 μm . Lorsque l'amphibole est plus abondante, avec l'apport de hornblende (e.g., G03), la teinte devient franchement verte et caractérise bien les faciès de bordure. À l'est des Corbeillières la teinte plus vive révèle la présence d'une plus forte teneur en chlorite quiarque davantage la forme du spectre.

Les pixels qui se placent à la latitude de Gorges présentent deux teintes différentes en raison de variations latérales de faciès brutales provoquées par le passage de la branche du Cisaillement Sud Armoricaïn qui met en contact le Massif gabbroïque avec le granite de Mortagne. Sur le site B01, l'influence de la zone de cisaillement ne se traduisant que par l'apport de quartz hydrothermal à spectre plat dans l'intervalle de longueur d'onde choisi, le passage de cette zone est à peine visible. En revanche, les sites M01 et G03 apparaissent violet à magenta, à la faveur de mélange tectoniques et d'hydrothermalisme spécifique à cette zone plus ou moins bien développé.

La position en longueur d'onde du maximum de réflectance Max_R est un autre critère de cartographie possible, Figure 183a. Le gabbro à olivine à texture coronitique, dont les valeurs de Max_R sont inférieures à 1,40 μm (e.g., A02, A03, A06, G05 et G13) et le gabbro à olivine à texture ophitique (e.g., A04) dont Max_R est à égal à 1,50 μm sont maintenant séparable, mais les gabbros à texture ophitique se confondent entre eux. Les Max_R supérieures à 1,65 μm se situent en bordure du Massif et correspondent aux gabbros amphibolitisés à Max_R proche de 1,72 μm et aux métagabbros hydrothermalisés à Max_R proche de 1,80 μm .

La composition colorée suivante, aux canaux 1,365 μm , 1,512 μm et 1,788 μm affichée respectivement en bleu, vert et rouge, fait ressortir l'orthopyroxène en bleu, le clinopyroxène en bleu pâle et les faciès amphibolitisés en marron à orangé lorsque la chlorite devient abondante (Figure 183b).

En résumé, l'étude de la signature spectrale de ces faciès à partir des variations à grandes longueurs d'onde de formes permet de mettre en évidence les variations minéralogiques qui ont lieu au sein du Massif. Le cœur de celui-ci, légèrement excentré et formant un triangle entre les villages du Pallet, Mouzillon et Gorges est constitué d'un assemblage à olivine et riche en pyroxènes dont les teneurs variables en ortho- et clinopyroxène font osciller la lithologie entre un gabbro et une norite. La périphérie du Massif est amphibolitisée, principalement entre Vallet et le lieu dit de La Dourie. De véritables métagabbros hydrothermalisés affleurements en bordure de Massif comme dans les environs de Saint Michel, au nord de la Salmonière, ainsi qu'à l'est des Corbeillières. La zone de cisaillement de la bordure sud a favorisé le développement d'un hydrothermalisme bien distinct du précédent.

8.1.3.2 Analyses des formes spectrales à bandes d'absorption étroites

Le développement de séricite à partir des feldspaths frais permet d'évaluer le degré d'hydrothermalisme atteint par différentes zones du Massif. Lorsque ce mica est présent, cela se traduit par l'apparition de la bande d'absorption Al-OH à 2,20 μm qui se creuse en fonction de son

abondance. De même, l'amphibolitisation des gabbros peut être appréhendée par une bande d'absorption Mg-OH à 2,31 μm , mais chlorite et séricite ont tendance à l'atténuer en la décalant vers 2,33 μm .

L'indice de profondeur devant être croissant avec l'abondance en Al-OH et Mg-OH, le rapport de la droite passant par les épaules sur le fond des bandes d'absorption est utilisé pour construire un indice (Tableau 30) d'évaluation des intensités relatives de la séricitisation et de l'amphibolitisation. On retranche 1 pour que chaque indice soit nul ou négatif lorsque Al-OH et Mg-OH sont absents.

Tableau 30 : Indices de séricitisation ($I_{\text{Al-OH}}$) et d'amphibolitisation ($I_{\text{Mg-OH}}$).

Indice	Bande	$I_{\text{Al-OH}}$	$I_{\text{Mg-OH}}$
$I_{\text{X-OH}} = \left(\frac{R_1 + R_3}{2 \cdot R_2} \right) - 1$ Avec X : cation Al ou Mg	R ₁	2,142 μm	2,171 μm
	R ₂	2,201 μm	2,320 μm
	R ₃	2,226 μm	2,369 μm

8.1.3.2.1 Indice Al-OH sensible à l'altération hydrothermale

La distribution des valeurs de l'indice $I_{\text{Al-OH}}$ est présentée sur la Figure 184. Les indices inférieurs à 0,01 se trouvent entre le Pallet, Mouzillon et Gorges et confirment l'absence de la séricite dans les faciès de gabbro à olivine à texture coronitique et de gabbronorite à olivine à texture sub-ophitique (e.g., A02, A03, A04, A06, G05, G13) et des norites préservées dans la zone de cisaillement (e.g., M01). Les faibles valeurs, comprises entre 0,01 et 0,02, correspondent à une légère inflexion de cette bande sur les spectres. Sans cet indice, ces variations ne seraient pas identifiées. Elles illustrent le début de séricitisation observée en lames minces sur les gabbronorites atteintes par une ouralitis. La séricitisation se manifeste davantage sur les pixels qui se rapprochent de la bordure du Massif avec des valeurs comprises entre 0,03 et 0,04 pour les échantillons situés au nord du Pallet, mais aussi pour ceux qui sont au sud de la Débaudière. Des valeurs plus élevées (e.g., $I_{\text{Al-OH}} \sim 0,08$) se rencontrent sur un axe orienté E-W le long de la zone de cisaillement (voir flèches 1 sur la Figure 184). Les intensités les plus importantes (e.g., $I_{\text{Al-OH}} > 0,12$) sont observées dans les environs des Corbeillères.

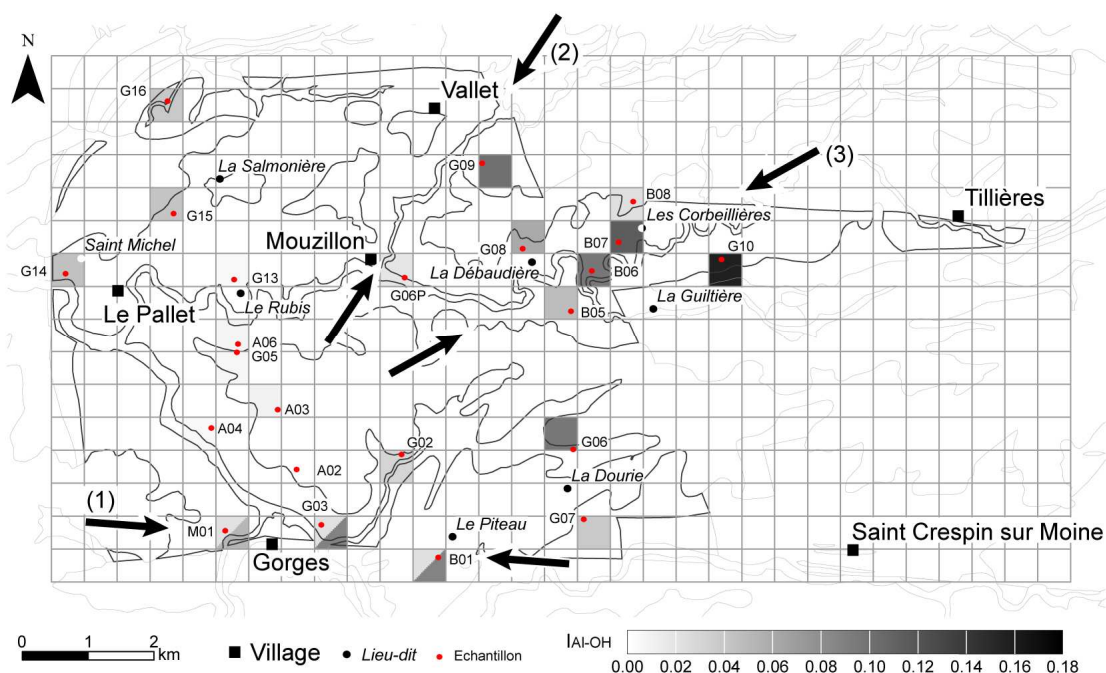


Figure 184 : Carte de la répartition de l'hydrothermalisme dans le Massif à partir de l'indice I_{Al-OH} défini en fonction de la bande à $2,20 \mu m$ de la séricite. Les flèches indiquent l'orientation des zones de faille et sont discutées dans le texte.

Ces résultats sont compatibles avec la zonation déduite de l'étude des grandes longueurs d'ondes de formes spectrales. Ils permettent de mettre en évidence une zonation différente marquée par l'altération hydrothermale riche en séricite, sur un secteur où la superposition de failles orientées N160-170° et N90° avait déjà été remarquée comme favorisant la circulation de fluides (Forestier et al., 1982). Cette zone s'allonge aussi le long de cours d'eau selon des axes N20° à N70° entre Vallet et Mouzillon et entre les Corbeillères et les Débaudières (voir flèches 2 et 3 respectivement sur la Figure 184) qui correspondent aussi à des directions structurales datant du Briovérien inférieur (Brillanceau, 1964), actives après la mise en place du Massif gabbroïque. Il est donc très probable que cette zone ait enregistré des transformations bien plus anciennes que celle qui sont associées à la faille qui met en contact le gabbro et le granite de Mortagne datée comme ayant joué il y a environ 310 Ma (Guineberteau, 1984).

8.1.3.2.2 Indice Mg-OH sensible à l'amphibolitisation

L'indice I_{Mg-OH} , illustré par la Figure 185, présente un arrangement similaire à celui de l'indice I_{Al-OH} avec un cœur dépourvu d'amphibole. L'amphibole des gabbros coronitique étant spectralement masquée par l'association intime de spinelle (c.f., § 8.1.2.1) n'est pas détectée. En revanche le début d'ouralitisation de la gabbrobronite est bien visible, avec des indices proches de 0,03 des sites G06P et G03. La distribution des indices supérieurs à 0,07, caractéristique d'une forte amphibolitisation vers la

périphérie du Massif, est similaire à celle qui avait été déduite de l'étude des grandes longueurs d'ondes de formes spectrales sans toutefois permettre une délimitation aussi nette qu'en Figure 183a.

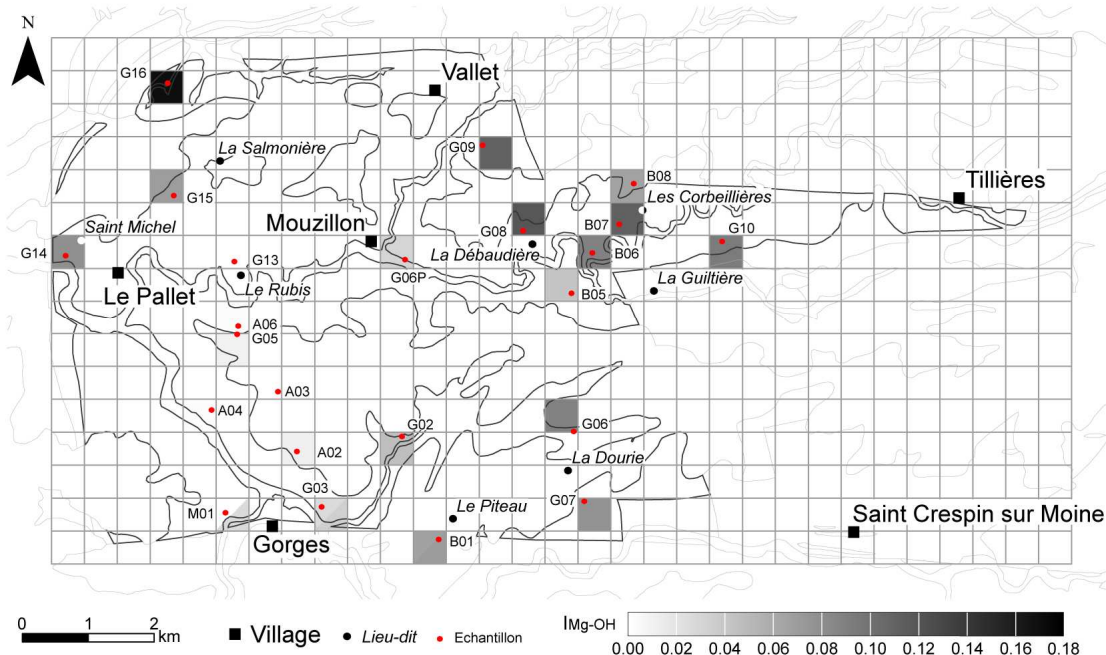


Figure 185 : Carte de la répartition de l'amphibolitisation dans le Massif à partir de l'indice I_{Mg-OH} défini en fonction de la bande à $2,31 \mu m$ de l'amphibolite.

8.1.3.2.3 Synthèse

La distribution de l'indice d'Al-OH permet d'affiner la recherche de zonations hydrothermale. Celle-ci semble plus intense dans la partie orientale du Massif. L'indice de Mg-OH n'est pas suffisant pour cartographier l'amphibolitisation. Il est souvent perturbé par le mélange avec des chlorites et d'autres micas.

8.1.4 Conclusion

Les études pétrologiques et spectrométriques, menées au laboratoire sur les échantillons représentatifs du gabbro du Pallet, ont permis de caractériser la signature de la plupart des faciès. Plagioclase, quartz et spinelle ne sont pas identifiable directement, mais leur contribution peut être déduite de certains changements de formes des spectres. Le spinelle (chromifère) est plus particulièrement associé à des zones de métamorphisme granulitique. Intimement associées à l'amphibole des auréoles coronitiques, il empêche la détection de ce minéral. Gabbro à olivine à texture coronitique et première auréole d'orthopyroxène et gabbro à norite présentent alors la même signature spectrale.

Les pyroxènes des gabbro et gabbro à norite se transforment tous en amphiboles (actinote) par métamorphisme rétrograde. Ce phénomène atteint tout d'abord l'orthopyroxène et ensuite le clinopyroxène qui demeure plus stable. La composition d'un gabbro à tendance noritique se traduit en

spectrométrie par une variation de la forme du spectre en fonction de la teneur en pyroxènes. Différentes altérations hydrothermales ont affecté le Massif, les plus anciennes à séricite et chlorite se rencontrent dans l'est, celles du sud, le long de la zone de cisaillement, s'accompagne quartz.

Grâce à un échantillonnage systématique dans le Massif - qui, malgré les affleurements restreint demeure comparable à celui des travaux précédents - une image hyperspectrale synthétique a pu être conçue à partir des spectres acquis en laboratoire. Conformément au chapitre 6, une normalisation à la meilleur droite passant par les spectres en nombre d'onde est appliqué pour éliminer les diffusions parasites de traits de sciage et d'abrasion des surfaces de préparation des échantillons.

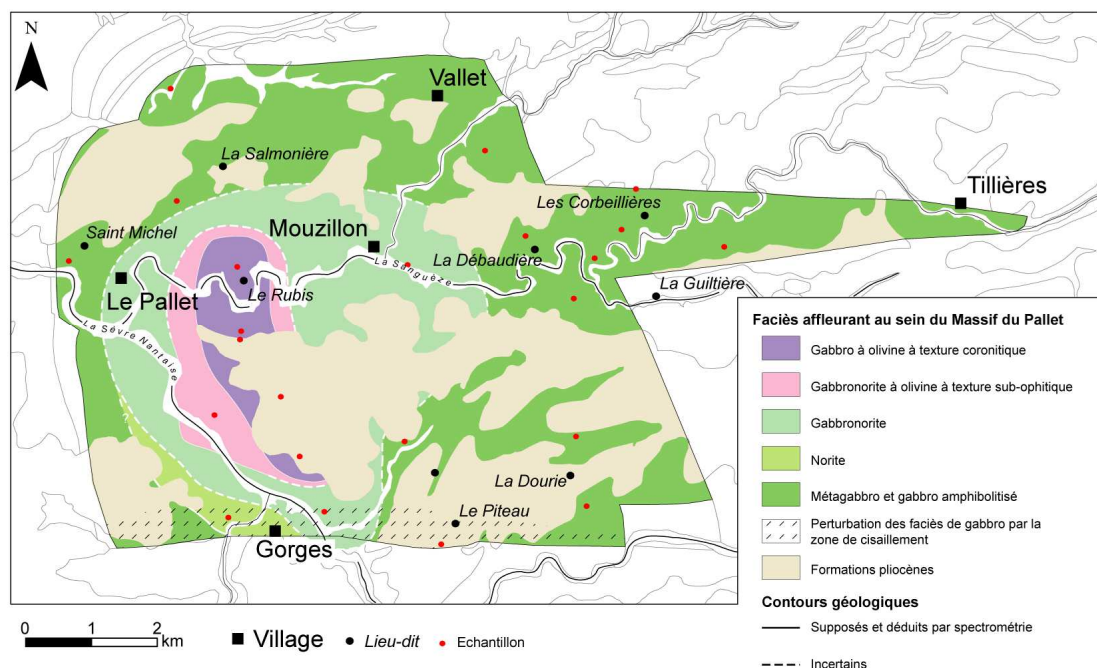


Figure 186 : Carte de synthèse illustrant la distribution spatiale des différents faciès de gabbro présents dans le Massif du Pallet. Le contour du Massif ainsi que l'extension des formations superficielles pliocènes dérivent des cartes géologiques existantes.

L'examen des grandes longueurs d'onde de formes des spectres met en évidence au cœur du Massif une réponse spectrale caractéristique de l'orthopyroxène avec un maximum de réflectance à $1,37\ \mu\text{m}$ et une bande d'absorption à $1,92\ \mu\text{m}$. La disparition de l'orthopyroxène au profit du clinopyroxène se traduit par un décalage de ces deux critères spectraux vers $1,51\ \mu\text{m}$ et $2,01\ \mu\text{m}$. Une position à $1,56\ \mu\text{m}$ du maximum de réflectance suggère un début d'amphibolitisation qui tend à déplacer ce maximum vers $1,80\ \mu\text{m}$. Ce phénomène s'accroît sur les échantillons qui se situent à la périphérie du Massif, au contact avec les formations voisines. Ils sont marqués par la signature spectrale de l'amphibole dont la position du maximum de réflectance oscille entre $1,72$ et $1,80\ \mu\text{m}$.

La présence de l'amphibole est confirmée par la détection de bandes d'absorptions étroites à $2,31$ et $2,38\ \mu\text{m}$, témoins du caractère hydraté de ce minéral et de la complète disparition des pyroxènes. C'est ce caractère, de courtes longueurs d'ondes de formes spectrales, qui est analysé à l'aide de deux

indices. Le premier, construit sur la bande Al-OH permet d'évaluer la séricitisation, et le second, construit sur la bande Mg-OH, permet d'étudier l'amphibolitisation (à hornblende et actinote) du gabbro et de la gabbro-norite. L'indice d'Al-OH permet de montrer que l'altération hydrothermale se localise principalement le long d'anciens accidents ($\sim N50^\circ$ au Briovérien et $\sim N150-170^\circ$ au Carbonifère). Le mélange entre amphibole et chlorite modifiant la position du maximum d'absorption utilisé pour le calcul de l'indice Mg-OH, celui-ci est moins discriminant que celui déduit de l'analyse à grande longueur d'onde de forme.

En combinant les paramètres pétrologiques et spectraux, une nouvelle carte synthétique illustrant la distribution de ces faciès est proposée (Figure 186). Le cœur du Massif est composé par un gabbro à olivine à texture coronitique déjà connu (Brillanceau, 1964) passant vers la périphérie à une gabbro-norite à olivine (localement à texture sub-ophitique entre le Pallet et Gorges, A04) puis à une norite (Brillanceau, 1964 ; Aubouin et al., 1969). Leur étendue réelle est cependant masquée par l'amphibolitisation générale de la périphérie.

La variation du type d'amphibole au sein du Massif est en accord avec les interprétations de Lasnier (1970). Il proposait un cœur atteint par un métamorphisme de haut degré proche du faciès granulite. L'absence de couronnes réactionnelles dans certains faciès (gabbro à olivine et gabbro-norite) suggère que ce phénomène n'a pas eu la même intensité sur l'ensemble du Massif. Puisque les gabbros situés en périphérie ont été rétro-morphosés effaçant toute trace antérieure, il est difficile d'affirmer que ces roches aient atteint un métamorphisme de plus haut degré comparable à celui du centre du Massif.

8.2 Application à la télédétection de terrain et au mélange sols - roches

Différents faciès de gabbro ont été identifiés à partir de l'étude des roches en laboratoire. Grâce à la spectrométrie, leur distribution au sein du Massif a pu être mise en évidence rapidement et efficacement. Néanmoins, si ce travail a pu être accompli dans un milieu contrôlé à partir d'échantillons, l'effectuer lorsque ces roches sont dans leur environnement naturel peut présenter certains inconvénients. En effet, le climat tempéré et humide qui caractérise la zone d'étude favorise le développement *in situ* d'une altérite qui provient de l'altération des roches sous-jacentes. Par conséquent les affleurements se font rares et les échantillons sont généralement mêlés à l'altérite ou recouverts par celle-ci et/ou par des formations superficielles. La question qui se pose alors est de savoir si avec une telle configuration, la spectrométrie peut s'avérer être un outil adapté pour des applications de cartographie en géologie. Un imageur hyperspectral pourra-t-il mettre en évidence la zonation qui caractérise le Massif lors d'une campagne aéroportée ? Cette partie du chapitre a pour objectif d'identifier d'une part les caractéristiques de surface et d'autre part la réponse spectrale du gabbro dans son environnement à l'échelle de l'affleurement.

8.2.1 Surfaces analysées

Afin de simuler la signature spectrale observée par un instrument aéroporté, des acquisitions ont été effectuées sur le terrain en définissant des stations de mesures. Celles-ci sont espacées de 500 à 1500 mètres en moyenne le long de deux profils longitudinaux (Figure 187). Pour des raisons d'accessibilité, quelques stations ne se situent pas directement sur ceux-ci et sont légèrement décalées. L'orientation des profils est définie de telle sorte que l'un d'entre eux recoupe au moins un des faciès de gabbro dont les caractéristiques spectrales ont été décrites en laboratoire.

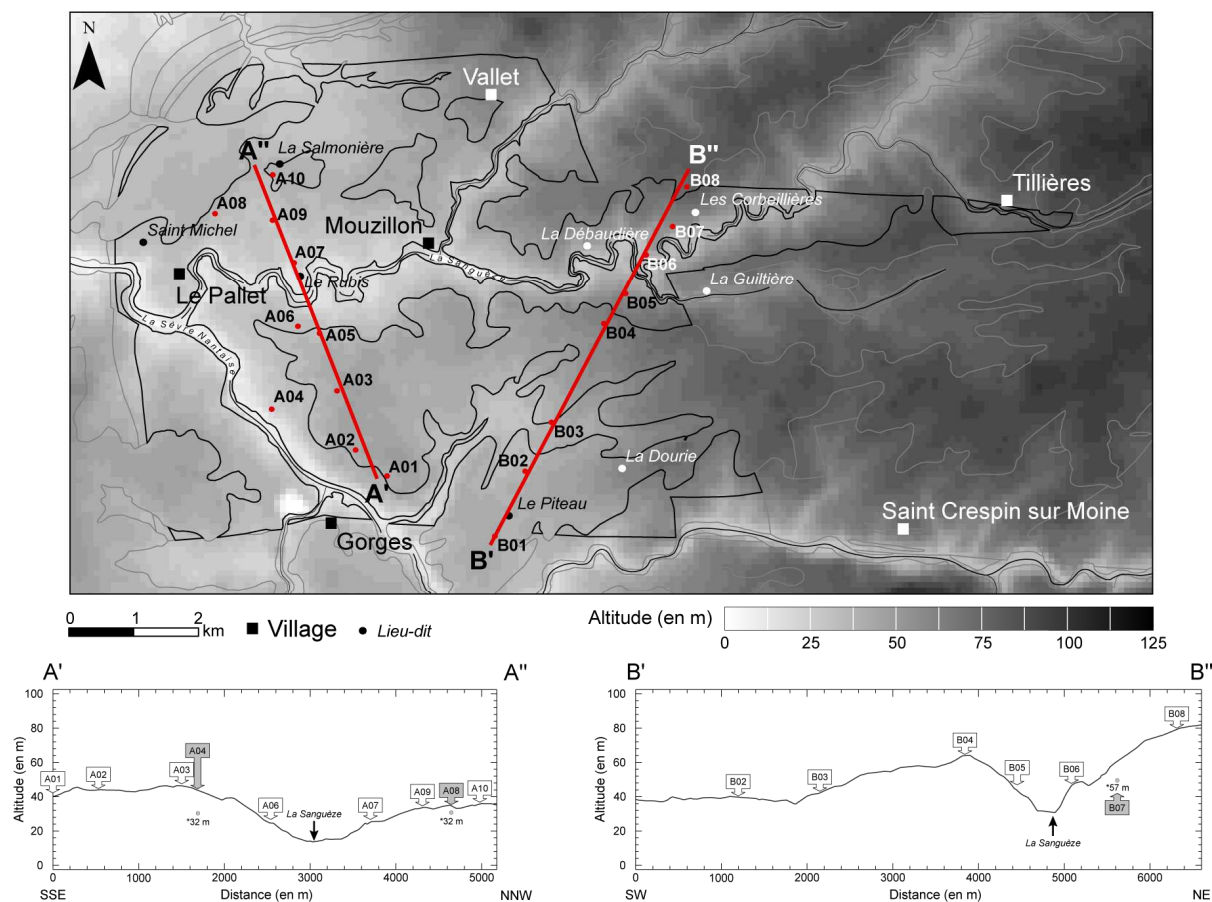


Figure 187 : Modèle numérique de terrain (MNT) du secteur étudié. Sont indiqués le contour géologique du gabbro du Pallet (trait en noir) ainsi que les stations de mesure qui définissent les deux profils longitudinaux (traits en rouge). Les libellés en gris sur les profils indiquent les stations de mesure qui se situent légèrement à l'écart du profil. Leur altitude est donnée afin de renseigner sur leur position topographique par rapport aux autres stations. L'échelle verticale est exagérée 20 fois. Le MNT a une résolution de 90 mètres et provient des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) disponibles sur <http://srtm.usgs.gov/>.

Le premier profil, appelé A'-A'', est composé de neuf stations de mesure. Il s'étend sur 5100 mètres et est orienté SSE-NNW (Figure 187). Sa partie méridionale est caractérisée par un plateau ayant une altitude qui oscille entre 45 et 50 m. D'après la carte géologique (Marchand et al., 1969 ; Forestier et al., 1982) il serait recouvert par des formations pliocènes. Plus loin, l'altitude diminue

pour passer en dessous de 20 mètres au niveau du lit mineur de la Sanguèze. La fin du profil atteint un dernier plateau à 40 mètres. Les lithologies caractérisant ce profil sont d'une part le gabbro à olivine à texture coronitique présent dans la plupart des stations de mesure mais en des quantités variables (A02, A03, A05, A06, A07) et d'autre part le gabbronorite à olivine à texture sub-ophitique. Cette dernière est rencontrée uniquement dans le site A04 située légèrement à l'écart du profil à proximité de la Sèvre Nantaise.

Le second profil, défini comme B'-B'', comporte sept sites d'analyse. Il est long de 6300 m et est orienté SW-NE (Figure 187). Dans sa partie méridionale, il est marqué par un plateau dont l'altitude moyenne est de l'ordre de 40 mètres. Il serait recouvert en partie par du matériel pliocène. Ce dernier est également identifié quelques mètres plus au nord sur un deuxième plateau. Celui-ci est incliné et se développe après une légère rupture de pente. L'altitude de ce celui-ci croît progressivement pour atteindre 62 mètres. Ce deuxième profil recoupe à nouveau La Sanguèze plus en amont où elle incise le Massif jusqu'à atteindre 30 mètres. Au-delà, la pente augmente jusqu'à un dernier plateau situé à 80 mètres.

L'analyse des surfaces caractéristiques de ces deux profils passe par une description des éléments présents dans le champ d'observation du spectromètre GER 3700 utilisé pour enregistrer leur signature. L'instrument est placé à environ 1 mètre de la cible couvrant ainsi une surface sphérique qui fait 200 cm² (i.e., rayon de ~8 cm). Le spectre représentatif de chacune de ces surfaces couvre l'intervalle compris entre 0,45 à 2,45 µm. Les analyses spectrales de terrain ont été effectuées durant le mois de juillet 2006. A cette période de l'année l'enherbement est fortement développé. Par conséquent, il en faudra tenir compte lors de l'examen des spectres. Les mesures ont été acquises par un ciel dégagé entre 11h00 et 15h00 afin de profiter de la position du soleil au zénith.

8.2.2 Profils longitudinaux

8.2.2.1 Profil A'-A''

8.2.2.1.1 Eléments de surface caractérisant les stations de mesure

La première station de mesure du profil (A01) se situe en début de pente (Figure 187). Sa surface est essentiellement constituée par du gravier de quartz et par de la végétation (Figure 188a). Les particules qui constituent ce gravier présentent des teintes jaunes à rouges et leur taille est de l'ordre de 4 cm. Ce gravier est très abondant et recouvre près de 80% de la surface analysée (Tableau 31). Des éléments de gabbro de dimension réduite y sont mêlés mais demeurent en très faibles quantités (<5%).

Le site A02 se situe sur un plateau ondulé. Sa surface présente des caractéristiques similaires à celles de l'emplacement précédent. La différence est marquée par l'absence de végétation dans le champ d'observation (Figure 188b). La particularité de ce point de mesure est constituée par l'horizon labouré d'une altérite qui est un peu plus abondante et qui joue le rôle de matrice (Tableau 31). Celle-

ci cimente le gravier et favorise le développement d'une fine couche de poussière qui confère à la surface un aspect plus clair.

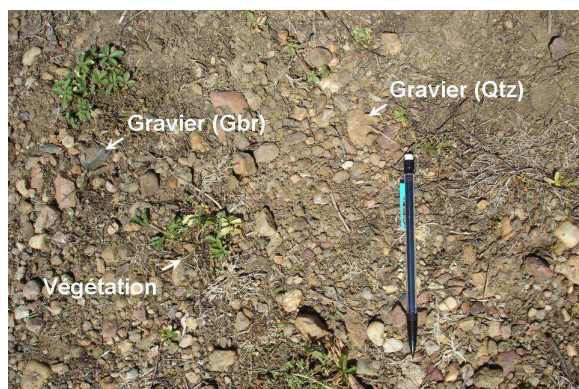
La surface rencontrée dans la station de mesure A03 est voisine de celle qui est observée en A02 (Figure 188). Cependant, le gravier de quartz qui la constitue présente une large gamme de teintes qui s'étalent du blanc laiteux au gris lorsqu'il est "propre" et du blanc au rouge en passant par le jaune selon sa teneur en oxydes et argiles de surface. Ces éléments recouvrent près de 85% de la surface (Tableau 31). Les particules les plus abondantes de ce gravier font moins de 3 cm de diamètre, alors que celles dont les dimensions dépassent 5 cm sont plus rares. Dans ce dernier cas, les galets présentent des taches ferrugineuses. La surface de ces trois premières stations est constituée par un mélange entre le matériel pliocène et l'altérite de gabbro.

Tableau 31 : *Tableau récapitulatif du diamètre (D en cm) et de la proportion (P en %) des éléments qui constituent la surface des stations de mesures du profil A'-A''. Gq= gravier de quartz ; Gg= gravier de gabbro ; Bg= blocs de gabbro ; A= altérite ; V= végétation ; MO= matière organique.*

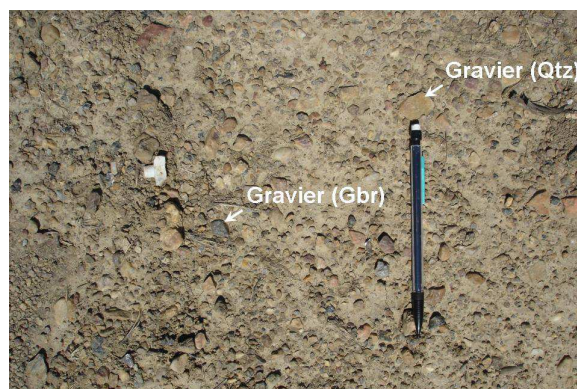
Eléments Station	Gq		Gg		Bg		A	V	MO
	D	P	D	P	D	P	P	P	P
A01	4	80	2	3	-	-	5	10	2
A02	4	80	-	-	-	-	20	-	-
A03	3-5	85	2	5	-	-	10	-	-
A04	<5	5	-	-	10	10	70	10	5
A06	5	25-30	5	25-30	-	-	40-50	-	-
A07	-	-	<5	5-10	15<	70-80	15-20	-	-
A08	<5	5	<5	5	-	-	40	15	35
A09	<5	10	-	-	-	-	90	-	-
A10	<3	≤3	-	-	-	-	75-85	-	15-25

Le site A04 se situe sur une pente. Sa surface est composée par des traces de végétation et par de la matière organique (Figure 189d). Ces deux éléments reposent sur l'horizon labouré d'une altérite de gabbro. Cette dernière occupe environ 70% de la surface observée par le spectromètre (Tableau 31). Des pierres volantes de gabbronorite à olivine à texture sub-ophitique y sont également observées. Ces blocs font environ 10 cm de diamètre et occupent près de 10% de l'aire analysée.

La surface de la station A06 (Figure 189) est constituée par un mélange de gravier de quartz et de gabbro à texture coronitique. Ces éléments de composition différente présentent un diamètre inférieur ou égal à 5 cm. Leur proportion est équivalente et est estimée à environ 30% chacun (Tableau 31). Ce gravier repose sur une altérite de gabbro qui représente près de la moitié du champ de mesure. De fines particules recouvrent le gravier et lui confèrent un aspect poussiéreux qui se traduit par une surface jaune clair.



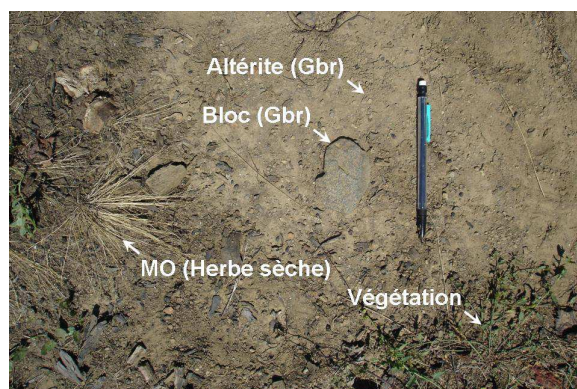
(a) A01



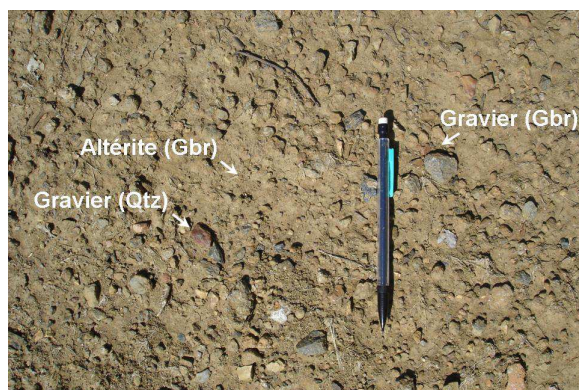
(b) A02



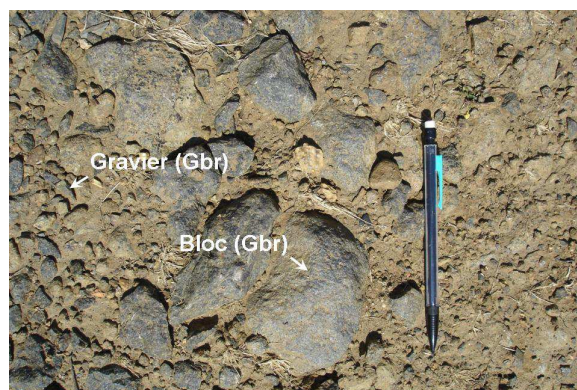
(c) A03



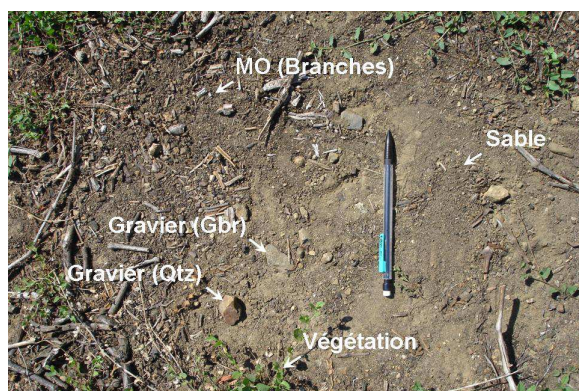
(d) A04



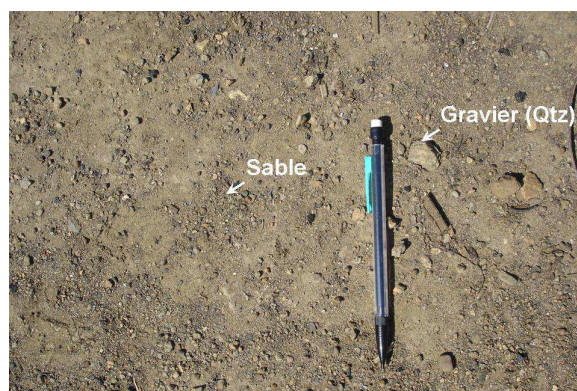
(e) A06



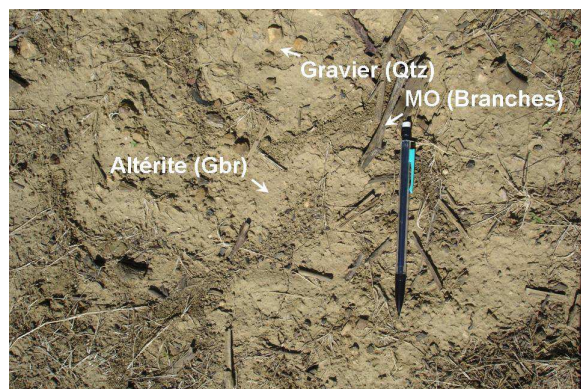
(f) A07



(g) A08



(h) A09



(ii) A10

Figure 188 : Photos illustrant l'ensemble des éléments qui constituent la surface des stations de mesures du profil A'-A'' susceptibles d'influencer la réponse spectrale. Gbr= gabbro ; Qtz= quartz ; MO= Matière Organique.

Nombreuses sont les volantes de gabbro à olivine à texture coronitique qui affleurent dans le site A07 (Figure 188f). Celui-ci est défini par environ 70-80% de blocs dont le diamètre moyen est de l'ordre de 15 cm (Tableau 31). Ces agrégats rocheux sont associés à l'altérite qui se développe *in situ* et qui est estimée entre 15 et 20%. Du gravier anguleux dont la taille est inférieure à 5 cm se forme à partir de la désagrégation de la roche.

La surface du site A08 est caractérisée par une altérite qui présente un aspect sableux, où le gravier de quartz et de gabbro se fait rare (Figure 188g, Tableau 31). Ces éléments se mélangent à de nombreux débris de matière organique qui reposent en surface et masquent l'altérite sous-jacente.

Ce caractère sableux est aussi rencontré à la surface de la station A09 (Figure 188h). En revanche, la matière organique y est absente. L'horizon superficiel de l'altérite de gabbro prédomine et occupe près de 90% de la surface (Tableau 31). La station de mesure A10 correspond au dernier site du profil A'-A''. La surface exposée est typique d'une parcelle agricole (Figure 188i). Celle-ci se compose essentiellement d'une altérite labourée occupant 75-85% de l'aire examinée. En revanche, elle risque d'être surestimée du fait qu'elle recouvre d'une fine couche de poussière les nombreux débris de matière organique composés par des branches et des débris de végétaux (Tableau 31). Même si le gravier de quartz ferrugineux est observé dans ce lieu, il demeure rare.

8.2.2.1.2 Spectres caractéristiques des stations de mesure

Le spectre de la surface A01 montre entre 0,45 et 1,30 μm une légère inflexion à 0,68 μm causée par la végétation (Figure 189a). Sa présence dans le champ d'observation de l'instrument se traduit également par une atténuation de l'absorption à 1,00 μm liée aux processus électroniques qui affectent les ions ferreux présents dans le gravier de quartz ferrugineux. Lorsque la végétation est absente, cette absorption se manifeste correctement comme le montrent les spectres des surfaces A02 et A03 (Figure 189a). Au-delà de 1,30 μm , les spectres de ces trois sites présentent sensiblement les mêmes caractéristiques.

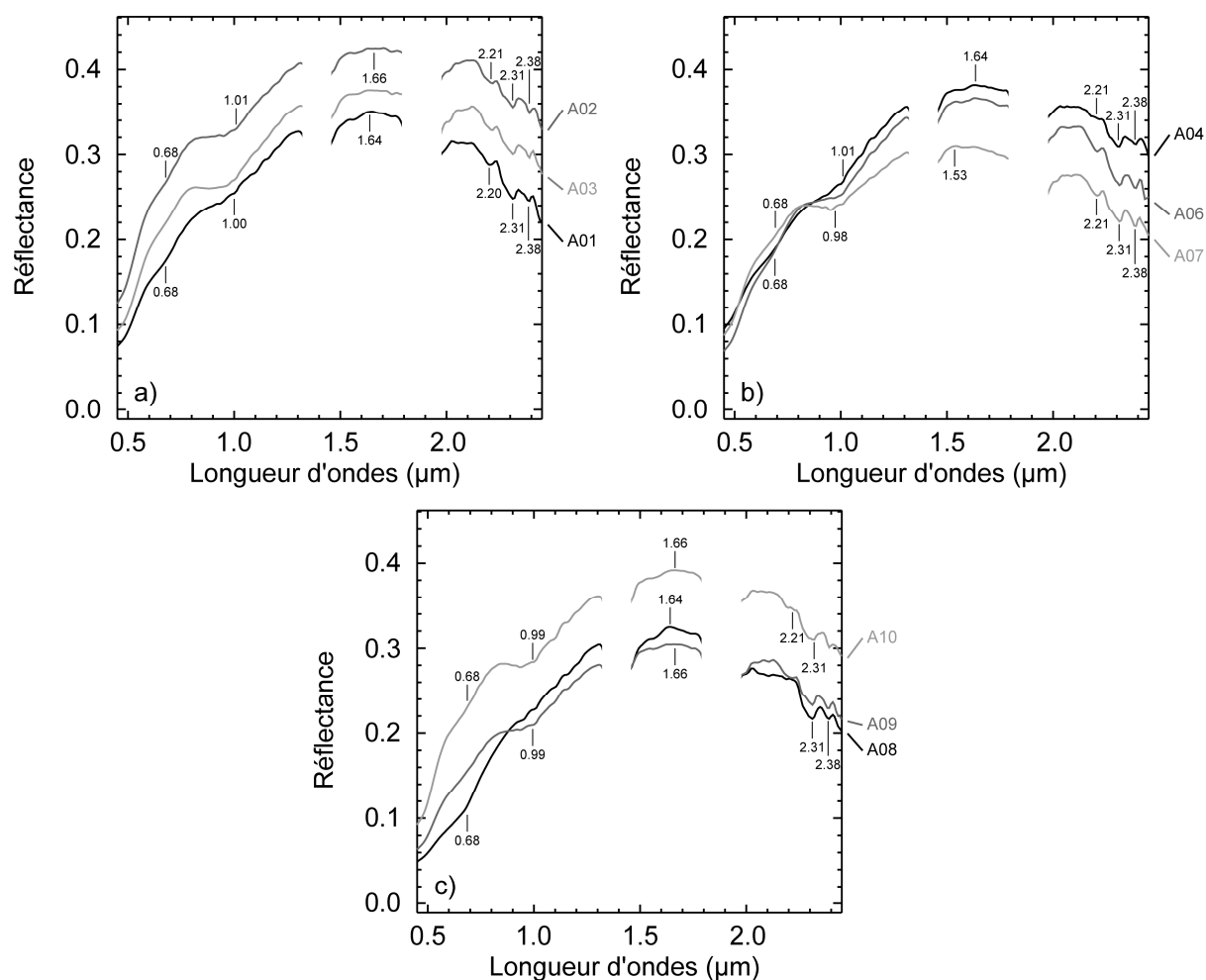


Figure 189 : Signatures spectrales caractéristiques des stations de mesures du profil A'-A''. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions caractéristiques du spectre. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions à 1,40 et 1,90 μm liées à l'atmosphère sont masquées.

Le maximum de réflectance fluctue entre 1,64 et 1,66 μm et une série d'absorptions peu marquées s'expriment à 2,20, 2,31 et 2,38 μm. La première bande est attribuée à la vibration de la molécule d'Al-OH des argiles présentes dans le sol. En revanche, son identification exacte ne peut pas être faite avec cet instrument en raison de sa faible résolution spectrale (c.f., § 7.2.1.2.1). Néanmoins, l'analyse en détail de ces altérites dans le chapitre 7 a démontré que cette absorption résulte d'un mélange de smectites et de kaolinites. Les deux dernières bandes d'absorptions à 2,31 et 2,38 μm sont généralement produites par la vibration de la molécule Mg-OH. De la même manière, il a été prouvé que ces absorptions résultent d'un mélange entre la vermiculite et les amphiboles encore fraîches dans le sol (c.f., § 7.2.2.4).

La partie visible du spectre caractéristique du site A04 est définie par une légère inflexion à 0,68 μm due à la végétation présente dans le champ d'observation (Figure 189b). Son effet se traduit vers les plus grandes longueurs d'ondes par une absence d'absorptions majeures donnant au spectre une

pente positive atteignant un maximum de réflectance à 1,64 μm . Au-delà, le spectre présente la même signature que celle des surfaces précédemment décrites (Figure 189a). Cette réponse ne semble pas être un bon diagnostic de la présence d'un bloc de gabbro à olivine à texture sub-ophitique pourtant présent dans le champ d'observation. En effet, la position du maximum de réflectance ne correspond pas à celui observé sur le spectre de laboratoire acquis sur la surface exposée, définie à 1,56 μm (Figure 166). Ce phénomène est lié à l'influence des minéraux présents dans l'altérite. Ces derniers se manifestent davantage et finissent par modifier la position de ce maximum de réflectance. De plus, ils impriment sur le spectre une série de bandes étroites entre 2,00 et 2,45 μm . L'examen de cette surface montre que l'occupation du champ d'observation de l'instrument par un bloc isolé de gabbro n'est pas suffisante pour que le signal enregistré soit représentatif de cette lithologie. Le spectre de terrain de la surface A06 est caractérisé par une absorption à 1,00 μm (Figure 189b). Celle-ci est légèrement plus creusée que celle de la station précédente. Ce phénomène est lié aux processus électroniques des ions ferreux des pyroxènes présents dans le gravier de gabbro. Néanmoins, cette absorption peut être produite de la même manière par les oxydes de fer qui sont présents dans l'altérite ou sur le quartz ferrugineux dont la proportion est égale à celle du gabbro. Au-delà, le spectre a les mêmes caractéristiques que celui de la surface A04 avec des valeurs d'albédo un peu moins élevées. Ces observations démontrent que même si le gabbro est sous la forme de gravier et en quantités plus abondantes, il n'arrive pas à modifier la forme globale du spectre. Il s'agit ici d'un gabbro à olivine à couronnes métamorphiques dont le spectre de laboratoire présente un maximum de réflectance à 1,37 μm et une large bande à 1,90 μm (Figure 163) absentes sur le spectre de terrain. Comme pour le cas précédent, la signature de ce faciès est perturbée par celle de l'altérite. La signature d'une telle lithologie n'est aperçue sur le spectre de terrain que lorsque celle-ci recouvre au moins 70% de la surface analysée comme le montre la mesure du site A07 (Figure 189b). Dans le proche infrarouge, le spectre est marqué par une absorption à 0,98 μm caractéristique des processus électroniques des ions ferreux des orthopyroxènes mais aussi par ceux des oxydes présents dans l'altérite qui est ici un peu moins abondante. L'effet de cette dernière modifie légèrement la forme du spectre vers les plus grandes longueurs d'ondes en décalant le maximum de réflectance du spectre de la surface exposée d'un échantillon observé à 1,37 μm (c.f., § 8.1.2.1) vers 1,53 μm . Au-delà de 2,00 μm la signature du gabbro est masquée par les absorptions étroites associées au mélange de silicates hydratés et en feuillets qui sont présents dans l'altérite.

Lorsque la matière organique et la végétation sont majoritaires dans le champ d'observation, elles tendent à masquer la signature de l'altérite ainsi que celle du quartz ferrugineux et du gabbro présents sous forme de gravier comme le montre le spectre du site A08 (Figure 189c). Celui-ci est caractérisé par une absorption à 0,68 μm produite par la chlorophylle et marque une rupture de pente. Entre 0,75 et 1,30 μm , le spectre ne présente pas d'absorptions mais plutôt une pente positive qui atteint un maximum de réflectance à 1,64 μm . Ailleurs, dans l'infrarouge à courte longueur d'ondes, la minéralogie de l'altérite se manifeste par des absorptions à 2,31 et 2,38 μm . Les spectres des surfaces

A09 et A10 présentent des formes similaires mais des valeurs d'albédo différentes. Celles-ci sont plus faibles pour le premier d'entre eux (Figure 189c). De plus, ils sont caractérisés par une absorption à 0,99 μm associées aux oxydes présents dans l'altérite et dans une moindre mesure à celui qui est présent dans le quartz ferrugineux en gravier. Les critères qui caractérisent le spectre dans l'infrarouge sont sensiblement les mêmes que ceux des sites composés par une altérite de gabbro prédominante. Malgré la teneur en matière organique présente dans le site A10, celle-ci n'affecte pas la forme du spectre grâce à la fine couche de poussière qui se dépose sur celle-ci donnant la réponse du sol.

8.2.2.2 Profil B'-B''

8.2.2.2.1 Eléments de surface caractérisant les stations de mesure

La surface de la station de mesure B02 est définie par un gravier de quartz jaune abondant de 15% et dont le diamètre moyen des particules est inférieur à 3 cm (Figure 190a). Celui-ci occupe près de 20% de la surface. Sa particularité est d'être cimentée par l'altérite lui conférant également un aspect poussiéreux. Le sol représente en moyenne 75% de l'aire examinée et la matière organique le recouvre par endroits (Tableau 32).

Le site B03 présente plus ou moins les mêmes caractéristiques que la station précédente (Figure 190). En revanche, il se différencie par une légère augmentation de la taille (~5 cm) et de la teneur du gravier (~25%) (Tableau 32). Ce dernier repose sur le sol et présente des teintes qui passent du jaune au rouge. Des herbes sèches sont observées à la surface et occupent environ 5% de celle-ci.

La station de mesures B04 se situe en début de pente. Sa surface est caractérisée par l'horizon labouré d'une altérite qui occupe près de 80% de l'aire analysée (Figure 190c, Tableau 32). Celle-ci présente de nombreux éléments de quartz émoussés (~20%) et un aspect poussiéreux. Ces fragments deviennent de plus en plus fins et finissent par se confondre avec les constituants de l'altérite.

Le site B05 se localise sur une pente et présente à l'affleurement un gabbro amphibolitisé (Figure 190d). Celui-ci demeure enfoui dans l'altérite et seul 20 cm^2 de roche sont exposés (i.e., 10% de la surface analysée) (Tableau 32). Ce faciès de gabbro a une teinte claire en raison des cristaux de feldspath plagioclase qui confèrent aux spécimens de roche un aspect "moucheté". L'horizon superficiel de cette altérite est par ailleurs composé par de la matière organique, du gravier de quartz dont la taille est inférieure à 3 cm et par des cristaux de feldspaths provenant de la désagrégation *in situ* de la roche. Ces derniers éléments demeurent assez abondants et se mélangent au sol pour lui donner un aspect sableux (Tableau 32).

L'intrusion de pegmatites dans le Massif est illustrée par le site B06 (Figure 190e). La surface de cette station est constituée d'une altérite riche en fragments rocheux où se mélangent des blocs de pegmatite et de gabbro amphibolitisé. Les premiers sont plus abondants (~60%) et leur diamètre est supérieur ou égal à 10 cm (Tableau 32). Ils sont composés par du quartz gris et par du feldspath potassique qui donne aux volantes une teinte rose. En raison de l'aspect clair des échantillons de

gabbro, cette lithologie se confond parfois avec les blocs de pegmatite plus riche en quartz bien qu'il couvre 20% de la surface. Des branches et des herbes sèches couvrent jusqu'à 10% de la surface mesurée.

Le gabbro amphibolitisé affleure dans de bonnes conditions dans le site B07 (Figure 190). Il se présente sous la forme de blocs arrondis dont le diamètre est supérieur à 15 cm. Ces boules de gabbro sont relativement abondantes dans la parcelle choisie pour effectuer l'acquisition et occupent jusqu'à 50% de la surface observée par l'instrument (Tableau 32). Lorsque cette roche se défragmente sur place, elle fournit un gravier fin qui préserve ces propriétés et qui recouvre 40% de la surface. Il finit par se mélanger à l'altérite de gabbro qui est estimée à 10%.

La station de mesure B08 correspond au dernier site du profil B'-B'' et sa surface est composée d'un sol issu de l'altération d'un gabbro dont l'aspect est sableux et auquel s'associent quelques éléments de quartz et de matière organique (Figure 190g, Tableau 32).

Tableau 32 : Tableau récapitulatif du diamètre (*D* en cm) et de la proportion (*P* en %) des éléments qui constituent la surface des stations de mesure du profil B'-B''. Gq= gravier de quartz ; Gg= gravier de gabbro ; Bg= blocs de gabbro ; A= altérite ; V= végétation ; MO= matière organique.

Eléments	Gq		Gg		Bg		A	V	MO
Station	D	P	D	P	D	P	P	P	P
B02	<3	15	-	-	-	-	75	-	10
B03	<5	25	-	-	-	-	70	-	5
B04	<2	20	-	-	-	-	80	-	-
B05	<3	5-10	-	-	5-8	10	70		5-10
B06	5	15	-	-	≤10	40 ¹ 20 ²	20	-	5
B07	-	-	≤5	40	15	50	10	-	-
B08	<3	5	-	-	-	-	90	-	5

¹ Volantes de pegmatites ; ² Volantes de gabbros.

8.2.2.2 Spectres caractéristiques des stations de mesure

Dans le visible proche infrarouge, le spectre représentatif de la surface du site B02 ne présente pas d'absorption majeure liée aux oxydes de fer qui sont présents dans l'altérite (Figure 191a). Ces bandes sont atténuées à cause de la matière organique présente sur le champ de mesure (c.f., chapitre 7). Le maximum de réflectance est situé à 1,65 µm et l'infrarouge à courte longueur d'onde est caractérisé par de petites absorptions, peu profondes et centrées à 2,20, 2,31 et 2,38 µm données par le mélange caractéristique des minéraux présents dans le sol (c.f., § 7.2.2.4, i.e., smectite, kaolinite, vermiculite, amphibolite). La surface du site B03 est caractérisée par un peu plus de gravier de quartz ferrugineux. Cette particularité se traduit sur le spectre par une légère augmentation de l'absorption à 1,00 µm, typique des processus électroniques des ions ferreux (Figure 191a). Ailleurs, la forme est donnée par

les mêmes absorptions que dans le cas précédent. Ce type de signature semble être représentatif des formations pliocènes mélangées par le labour à l'altérite de gabbro. Le spectre spécifique de la surface du site B04 présente sensiblement la même forme. En revanche, il se différencie par une bande à 1,00 μm un peu plus marquée et par un maximum de réflectance qui se décale vers 1,77 μm (Figure 191a). Cette dernière position du maximum de réflectance ainsi que les fines absorptions à 2,31 et à 2,38 μm suggèrent une altérite composée d'amphibole. Celle-ci proviendrait de l'altération directe du gabbro (c.f., § 7.2.2.4). Même si le gravier de quartz est présent, celui-ci ne modifie pas la signature de surface. Au contraire, il la renforce du fait qu'il est en grande partie revêtu d'une fine couche de poussière de même composition que l'altérite.

La réponse spectrale de la station B05 (Figure 191b) présente une légère modification de la forme de la bande à 1,00 μm . Celle-ci semble être plus large et tend à se rapprocher du spectre de l'amphibole (Figure 164a et b). Une telle signature s'explique par l'affleurement du gabbro amphibolitisé. Lorsque les pegmatites envahissent le champ d'observation et se mélangent à l'altérite et aux blocs de gabbro, le spectre caractéristique de cette surface présente une légère modification comme le montre la mesure du site B06 (Figure 191b). L'amphibole est sans doute présente en raison de la forme du spectre dans le visible proche infrarouge ($\sim 1,01 \mu\text{m}$). En revanche, la présence des pegmatites modifie légèrement la composition de l'altérite du gabbro avec un apport supplémentaire en phyllosilicates qui entraîne un léger décalage de la position du maximum de réflectance vers 1,70 μm . La signature de la surface B07 se rapproche de celle qui caractérise le site de mesure B05 (Figure 191b). Le visible proche infrarouge est marqué par une large absorption centrée à 1,01 μm et par un maximum de réflectance à 1,77 μm typique de l'amphibole. En revanche, seule l'augmentation de la profondeur des bandes associées à ce minéral à 2,31 et à 2,38 μm laisse supposer que le champ d'observation est recouvert par de nombreux blocs et fragments de gabbro. Comme pour la surface du site B04, le spectre représentatif de la station B08 est caractéristique d'une altérite de gabbro (Figure 191a et b).

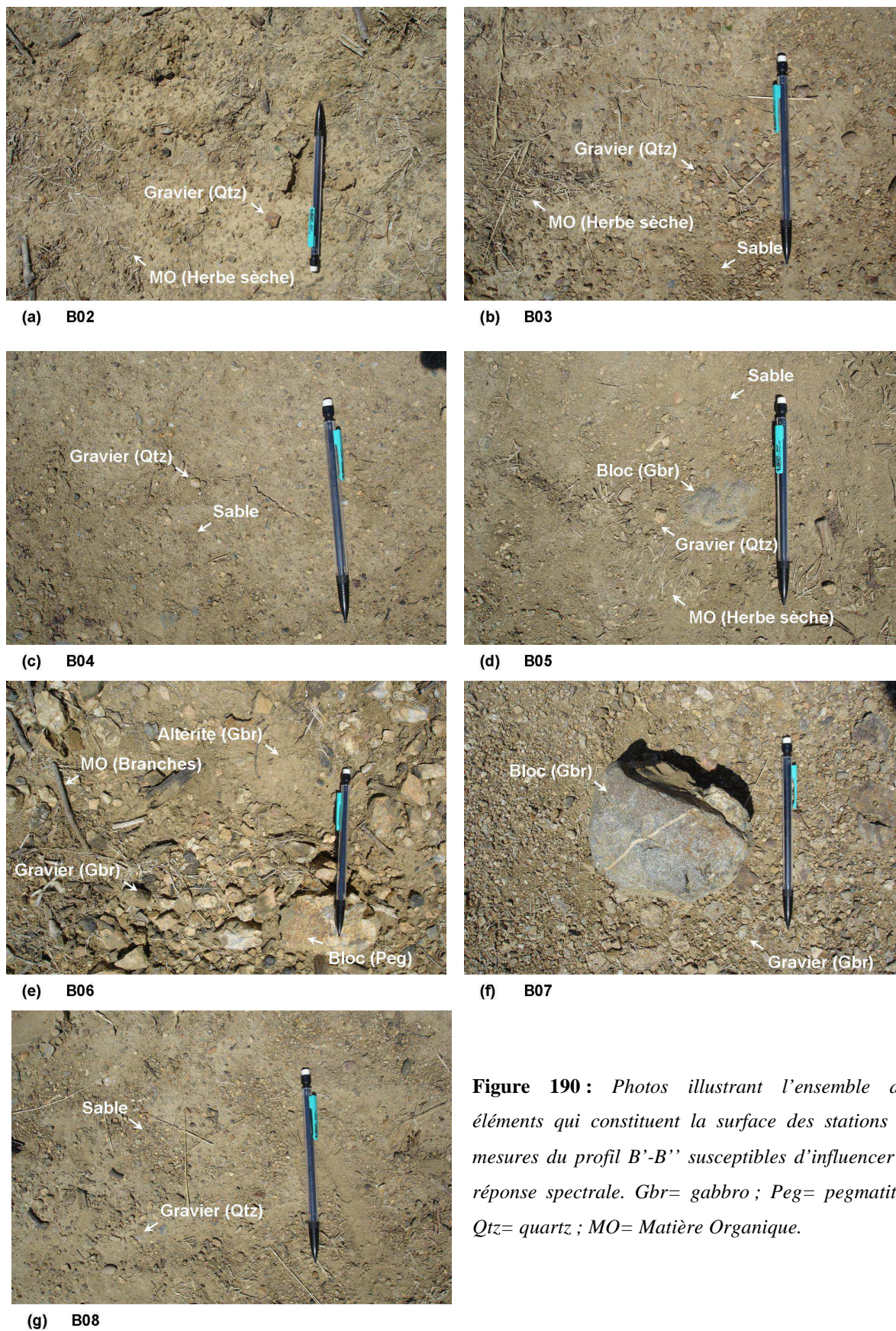


Figure 190 : Photos illustrant l'ensemble des éléments qui constituent la surface des stations de mesures du profil B'-B'' susceptibles d'influencer la réponse spectrale. Gbr= gabbro ; Peg= pegmatite ; Qtz= quartz ; MO= Matière Organique.

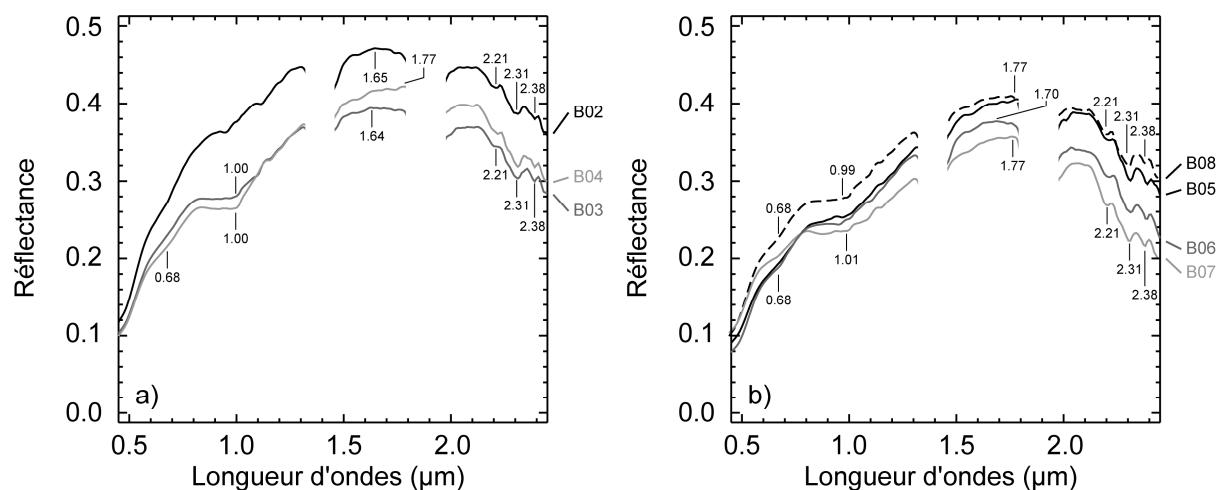


Figure 191 : Signatures spectrales caractéristiques des stations de mesures du profil B'-B''. Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

8.2.2.3 Synthèse sur les caractéristiques de surface et leur réponse spectrale

L'analyse spectrométrique des différentes surfaces qui caractérisent le Massif a démontré que l'identification du gabbro et de ces faciès est une tâche compliquée du fait de la forte ressemblance entre les spectres représentatifs d'une surface composée d'une altérite et de celle d'un affleurement de roche. En effet, les spectres présentent les mêmes bandes d'absorptions et se différencient en général par :

- des variations des valeurs d'albédo produites par les différents états de rugosité rencontrés (e.g., graviers, blocs, microrugosité des fragments de roche, etc.) ;
- des subtiles modifications de la forme générale du signal lorsque des fragments de gabbro sont présents sur le champ de mesure.

Dans tous les cas étudiés, l'intervalle compris entre 0,45 et 1,00 μm semble être très sensible à la présence de végétation et/ou de matière organique. En effet, lorsque ces éléments sont présents, ils atténuent et masquent les absorptions caractéristiques des ions ferreux. Les absorptions produites par le fer pourraient théoriquement être utilisées pour différencier les faciès de gabbro à pyroxène de ceux qui sont composés par de l'amphibole (e.g., spectre des surfaces A07 et B07). Cependant la présence du gravier de quartz ferrugineux - qui se manifeste davantage sur les plateaux ou en début de pente - entraîne une modification de la forme du spectre dans cet intervalle et complique l'interprétation des faciès par spectrométrie. Comme il a été démontré dans le paragraphe 7.2.3, le fer est extrêmement mobile dans le sol et sensible au phénomène de lessivage. Par conséquent, les oxydes de fer présents en surface tendent à être peu représentatifs des processus d'altération d'un des faciès sous-jacents,

riche en ferromagnésien. En raison des nombreuses contraintes qui affectent cet intervalle de mesure, il est préférable de ne pas l'exploiter afin d'éviter le risque de mauvaises interprétations sur la discrimination des faciès. En revanche, l'intervalle compris entre 1,00 et 2,45 μm semble être plus adapté pour accomplir cette tâche.

Les spectres des surfaces qui présentent quelques rares fragments de gabbros mêlés à l'altérite ne rendent pas compte de leur présence. Dans la plupart des cas, la signature correspond à celle de l'altérite. Cette réponse produit un maximum de réflectance compris entre 1,64 et 1,67 μm dans le cas des altérites de gabbro à olivine qui se décale à 1,77 μm pour les altérites de gabbro amphibolitisé compatible avec une plus forte abondance de l'amphibole. Dans les deux cas des absorptions centrées à 2,20, 2,31 et 2,38 μm indique que l'amphibole est toujours présente. Le gabbro peut être détecté lorsque les blocs ou fragments de roche occupent plus de 50% du champ de mesure et ne sont pas couverts par une fine couche de poussière de même composition que celle de l'altérite. Dans le cas des surfaces où le gabbro à olivine à texture coronitique affleure, le spectre se différencie par un maximum de réflectance décalé à 1,54 μm et par une série de fines absorptions dans l'infrarouge à courte longueur d'onde (e.g., A07). La signature observée en laboratoire n'est pas rencontrée (i.e., maximum de réflectance à 1,37 μm et une large bande à 1,90 μm). Cette réponse est modifiée sur le terrain en raison de la présence de l'altérite mais aussi par la vapeur d'eau de l'atmosphère qui rend inutilisable l'intervalle compris entre 1,80 et 2,00 μm . Dans le cas du gabbro amphibolitisé, la forme du spectre est marquée par un maximum de réflectance à 1,77 μm et par de fortes bandes d'absorption à 2,31 et 2,38 μm . Cette signature se rapproche de celle des échantillons observés en laboratoire. En revanche, la réponse de l'altérite lui ressemble fortement du fait qu'elle est composée également par de l'amphibole. Par conséquent, le seul moyen pour les discriminer est la profondeur des absorptions à 2,31 et 2,38 μm . Dans le cas de l'altérite, elles sont plus faibles.

L'ensemble des mesures acquises sur le terrain permet d'avoir un premier aperçu sur la signature qui pourrait être détectée par un imageur hyperspectral lors d'une campagne aéroportée sur le Massif. Il reste à savoir maintenant quel serait le moyen le plus efficace de mettre en évidence ces subtiles modifications spectrales qui caractérisent les surfaces où le gabbro affleure ou qui sont composées par l'horizon labouré d'une altérite mélangée ou pas à des formations superficielles.

8.2.3 Mise en évidence des variations spectrales à l'aide de compositions colorées

8.2.3.1 Images synthétiques des profils longitudinaux : traitement et analyse

Les mesures spectrales effectuées sur le terrain simulent la signature qui serait théoriquement enregistrée par un spectromètre imageur lors d'une campagne aéroportée. Afin d'analyser leurs comportement à partir de compositions colorées, elles sont utilisées pour reconstituer une image hyperspectrale synthétique dont chaque pixel représente une station de mesure. En raison de la forte mobilité du fer et de la présence de végétation, de matière organique ainsi que d'un gravier de quartz

ferrugineux qui modifient significativement la réponse spectrale des altérites de gabbro et de celle des faciès dans le visible proche infrarouge, seul l'intervalle compris entre 1,00 et 2,45 μm est utilisé pour les créer.

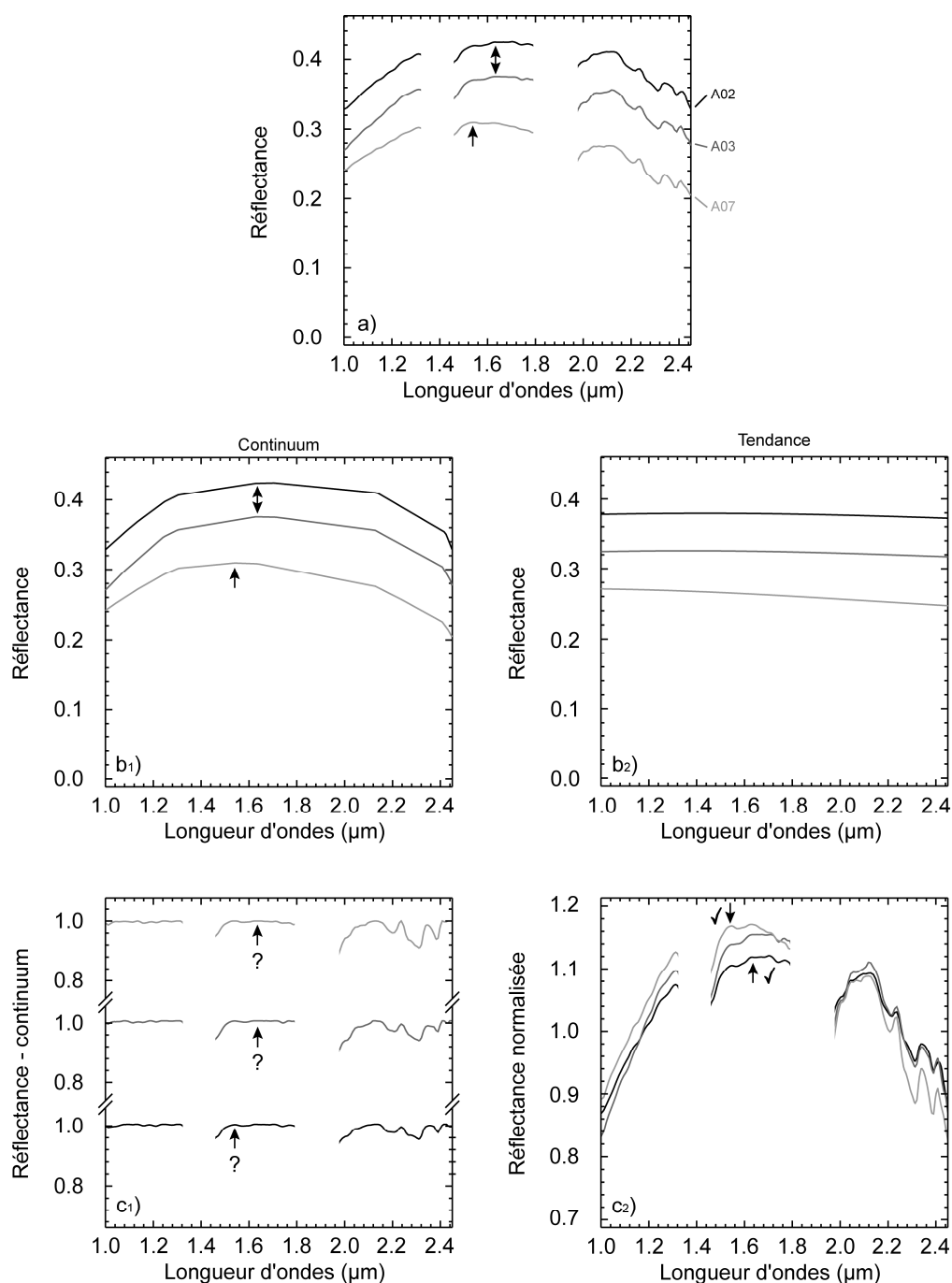


Figure 192 : (a) Spectres caractéristiques de deux surfaces composées par une altérite de gabbro mélangée à un gravier de quartz ferrugineux abondant (A02 et A03) et d'une surface constituée essentiellement par des blocs de gabbro à olivine à texture coronitique entre 1,00 et 2,45 μm . (b₁) Continuum des spectres présentés en (a). (c₁) Spectres des surfaces A02, A03 et A05 après retrait du continuum. (b₂) Tendance des spectres présentés en (a). (c₂) Spectres des surfaces A02, A03 et A05 après normalisation à la tendance.

La Figure 192a montre les spectres caractéristiques d'une surface composée par une altérite de gabbro mélangée à des formations pliocènes (e.g., A02 et A03) et une surface où affleurent des blocs de gabbro à olivine à texture coronitique (e.g., A07). Ces trois signatures présentent des formes très similaires. Elles se différencient : i) par des valeurs d'albedo plus élevées pour le spectre représentatif de la surface A02 par rapport à ceux des sites A03 et A07, ii) et par un léger décalage du maximum de réflectance qui passe de 1,64 μm (e.g., A02 et A03) à 1,54 μm (e.g., A07). Les variations d'intensité sont généralement associées aux états de surface (e.g., rugosité à l'échelle de l'affleurement mais aussi à celle de l'échantillon). Ceci est bien illustré par les spectres caractéristiques des stations A02 et A03 qui présentent des compositions très proches mais des états de surface légèrement différents (Figure 192a). Comme il a été montré dans le chapitre 5, le retrait du continuum (Figure 192b₁) devrait permettre de comparer les spectres entre eux, mais en fait la distinction entre le spectre qui présente des fragments de roche de ceux qui en sont dépourvu est quasiment impossible (Figure 192c₁). Le seul critère qui permet de le faire ici est le maximum de réflectance qui n'est autre qu'une combinaison, semble-t-il plus robuste, des épaules des bandes d'absorption de détermination des pyroxènes. Par définition, l'information sur ce maximum est perdue par la normalisation à un continuum s'appuyant très précisément sur les maximums locaux (voir flèche Figure 192b₁). Par conséquent, des méthodes qui préservent cette information doivent être privilégiées dans ce contexte d'affleurement. Comme il a été démontré dans le chapitre 6, il est alors conseillé de normaliser les spectres à leur tendance calculée par moyenne glissante (Figure 192b₂). Suite à ce traitement, les spectres des surfaces A02 et A03 se correspondent entre eux sur toute la gamme spectrale. La différence entre ces deux surfaces se manifeste dans l'intervalle compris entre 1,40 et 1,80 μm par des variations de courbure des spectres normalisés suggérant de légères variations de la composition d'altérite par ailleurs légèrement plus abondante dans le site A02. La distinction entre ces deux cibles dépourvues de gabbro et celle où le gabbro affleure en blocs et graviers est faite cette fois à partir du maximum de réflectance (Figure 192c₂).

8.2.3.2 Analyses des formes spectrales de terrain à larges bandes d'absorption

Il a été démontré que la présence du gabbro dans le champ d'observation se traduit sur le spectre par de légères variations de la position en longueur d'onde du maximum de réflectance, plus robuste que celles des bandes d'absorption larges des pyroxènes, et dans une moindre mesure par des profondeurs des bandes d'absorptions étroites spécifiques de certains minéraux. Ces modifications correspondent à des variations à grandes longueurs d'ondes du signal. Une simple composition colorée sensible à ces variations spectrales permettrait de les mettre en évidence sur une image (Figure 193 et Figure 194). La composition proposée a été choisie pour mettre en évidence la courbure du spectre de réflexion avec un canal vert positionné sur le maximum à 1,773 μm , révélateur des abondances en amphibole, par rapport à une ligne de base portée par le canal bleu à 1,095 μm et rouge à 2,303 μm . Les gabbros amphibolitisés et/ou de leurs altérites caractéristiques devraient y présenter une teinte

verte et les gabbros ou norites et/ou leurs altérites devraient tirer la teinte vers le bleu. Le choix du rouge pour afficher le canal à 2,303 μm vise à mettre en évidence des variations latérales en Mg-OH des amphiboles et de certaines argiles (e.g., vermiculite).

8.2.3.2.1 Profil A'-A''

Avec cette composition colorée les pixels du profil A'-A'' apparaissent en beige et en vert-bleu. (Figure 193a₁) avec de forte variation d'intensité. Certains pixels apparaissent plus clairs (e.g., A02) alors que d'autres sont trop sombres (e.g., A03) pour qu'une analyse puisse être faite. Ces variations d'albédo liées aux états de surface sont retirées en normalisant les spectres à leur tendance. De cette manière et en utilisant la même composition colorée, les pixels de ce profil apparaissent en magenta et en bleu (Figure 193b₁). La première coloration résulte des fortes intensités du canal rouge, supérieures à celles du spectre moyen (Sm). Mais aussi des faibles valeurs du canal bleu et du canal vert, inférieures à celles de Sm (Figure 193b₂). Les pixels qui portent cette coloration correspondent à des surfaces qui se situent sur des plateaux. Leur composition est caractérisée par du matériel pliocène abondant qui se mélange à une altérite de gabbro (e.g., A02 et A03). Lorsque cette teinte devient plus sombre, elle suggère une altérite labourée (e.g., A10) ou recouverte par de la végétation et/ou de la matière organique très abondante. Cette dernière arrive à modifier la forme des spectres dans cette gamme de longueurs d'ondes (e.g., A08). Une teinte plus rougeâtre est observée pour le pixel A04. Celui-ci se trouve sur une pente favorisant l'affleurement de la roche sous-jacente. La surface analysée présente un seul bloc de gabbro-norite à olivine à texture sub-ophitique. Il est "noyé" dans l'altérite caractéristique de ce faciès et présente avec cette composition colorée une teinte similaire à celle des surfaces du plateau. Cette similitude pourrait suggérer une légère pollution de cette surface par du matériel pliocène. Les pixels qui apparaissent en bleu (e.g., A07) dérivent d'une plus forte intensité du canal bleu, supérieure à celle du spectre moyen (Sm) par rapport aux intensités du canal vert et rouge. Les valeurs de ces deux derniers canaux sont inférieures à celles de Sm (Figure 193b₂). Le seul pixel qui présente ces caractéristiques est celui qui se situe au NNW de la Sanguèze, sur une pente. Ce milieu permet l'affleurement du gabbro à olivine à texture coronitique. En revanche, ces zones peuvent également présenter des pixels qui apparaissent en gris-bleu (e.g., A01, A06). Cette teinte est obtenue en raison d'une diminution de l'intensité du canal bleu et au contraire par une augmentation relative de celle du canal vert en se rapprochant des valeurs de Sm. Une telle signature de surface est caractéristique des altérites issues de ce faciès de gabbro. En revanche, la modification de la forme du spectre responsable des teintes observées suggère, comme pour le cas de la surface A04, une légère pollution par du matériel pliocène rencontré sur les plateaux et qui dévale les pentes (e.g., A06).

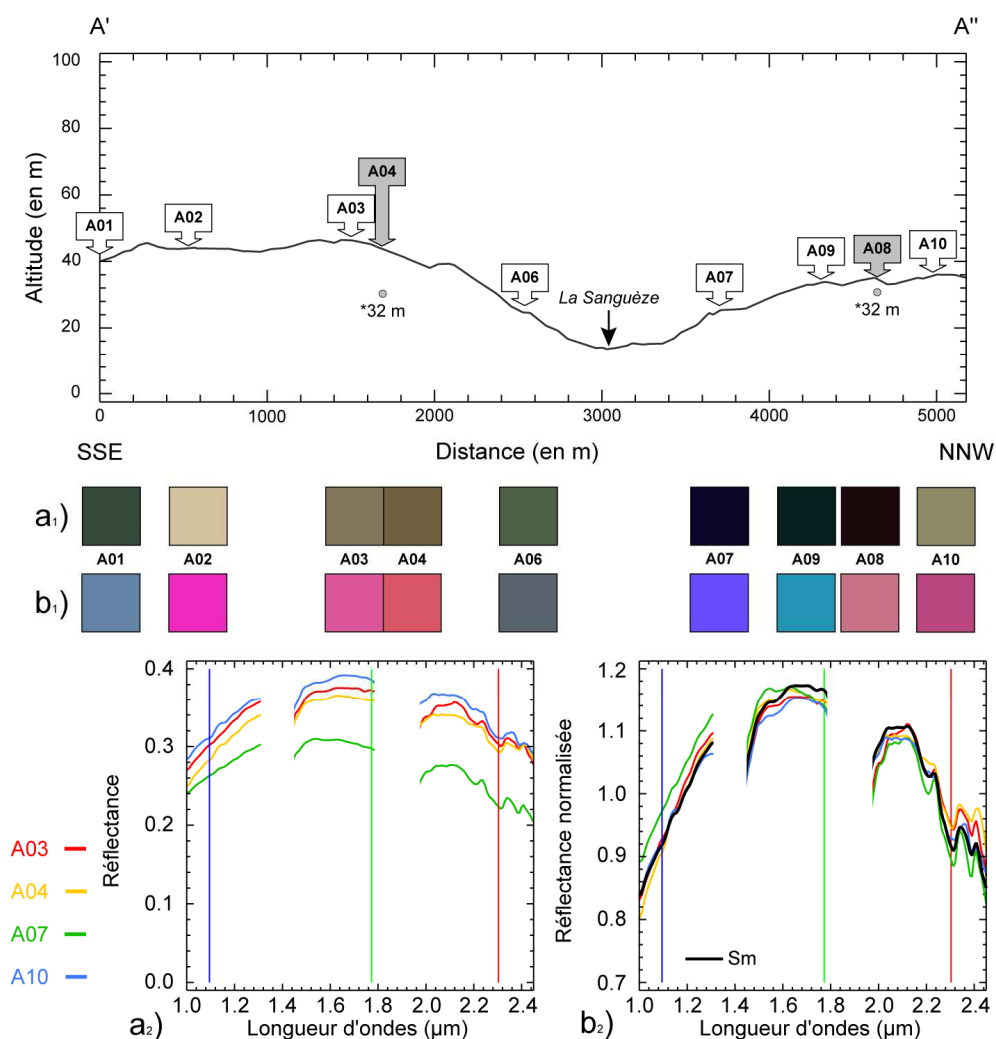


Figure 193 : (a) Composition colorée sensible à la forme globale des spectres du profil A'-A'' et le spectre de quelques surfaces caractéristiques (R : 2,303 μm ; V : 1,773 μm ; B : 1,095 μm). (b) Même composition colorée que dans (a) appliquée sur les spectres normalisés de leur tendance. Sm= spectre moyen.

8.2.3.2.2 Profil B'-B''

Cette composition colorée fait apparaître l'ensemble des pixels du profil B'-B'' en "beige", en "vert" et dans une moindre mesure en "blanc" (Figure 194a). Comme pour le profil A'-A'', les variations d'albedo se traduisent sur la composition colorée par des modifications des intensités d'un pixel à un autre rendant difficile la discrimination des surfaces qui contiennent des fragments de roche de celles qui n'en contiennent pas.

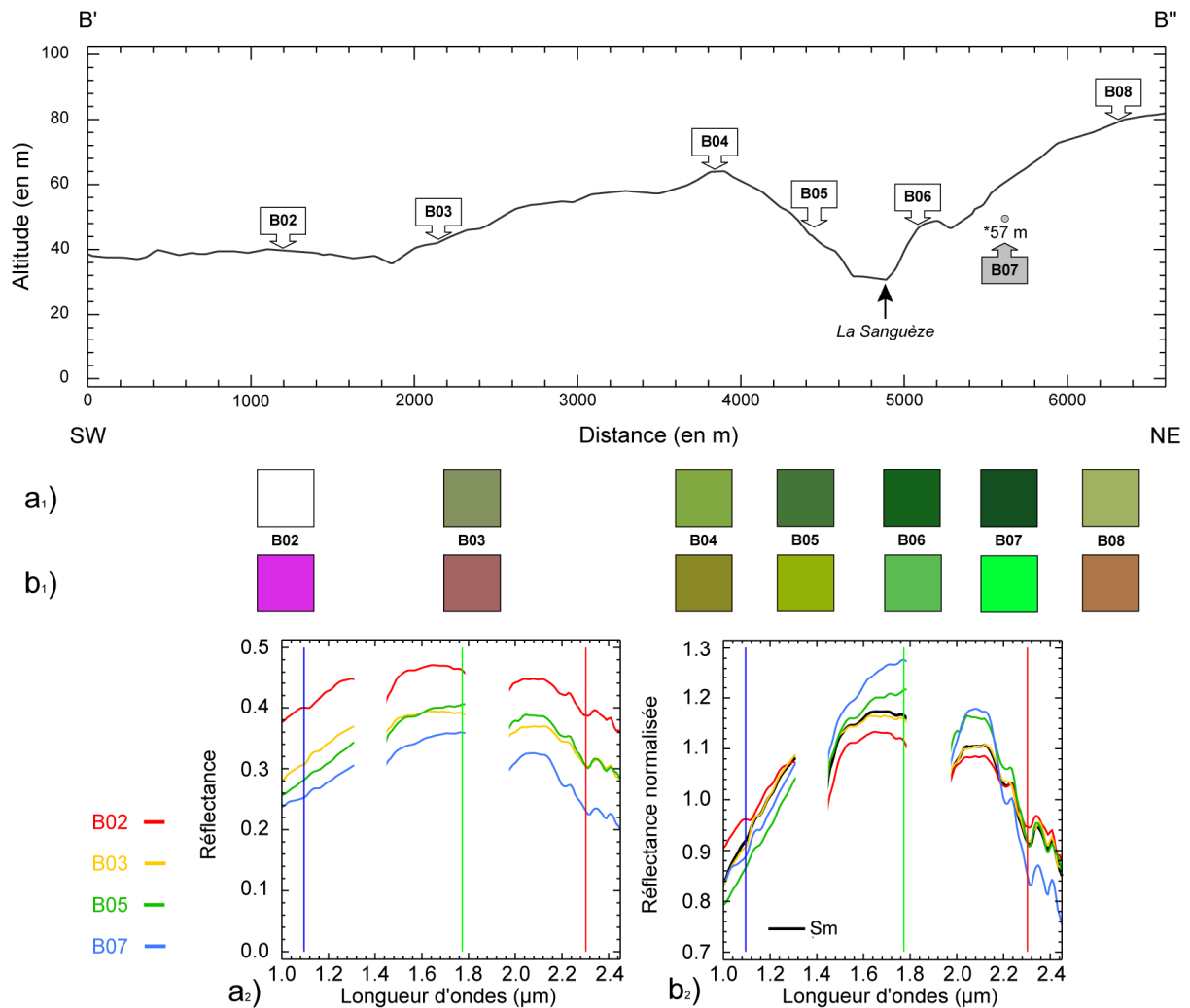


Figure 194 : (a) Composition colorée sensible à la forme globale des spectres du profil B'-B'' et le spectre de quelques surfaces caractéristiques (R : 2,303 μm ; V : 1,773 μm ; B : 1,095 μm). (b) Même composition colorée que dans (a) à partir des spectres normalisés de leur tendance. Sm= spectre moyen.

Le retrait de la tendance sur les spectres représentatifs de ce profil fait apparaître les pixels en magenta, en marron et en vert. Comme pour le profil précédent, le magenta obtenu (e.g., B02) résulte d'une forme de spectre similaire à ceux des formations des plateaux. Les surfaces caractérisées par des altérites de plus en plus riches en amphiboles et en fragments de gabbro se traduisent sur la composition colorée par une variation des teintes allant du marron (e.g., B03, B08) au vert (e.g., B07). Cette évolution dérive d'une augmentation relative des intensités du canal vert par rapport aux autres. La distribution de ces pixels sur le profil montre que les pixels marron caractérisent un plateau légèrement incliné. Dès que la pente devient plus importante la teinte des pixels passe au vert révélateur d'une abondance marquée en amphibole. Ces observations sont en accord avec l'affleurement des fragments rocheux donnant à la surface la signature du gabbro amphibolitisé.

8.2.3.3 Synthèse et discussion

L'analyse à grande longueur d'onde des spectres caractéristiques des surfaces de ces deux profils montre que l'identification des deux faciès de gabbro peut se faire par l'analyse de la position d'un maximum plus stable que celles des minimums des deux bandes d'absorption qu'il sépare. Cette tâche devient plus difficile lorsque l'altérite se développe trop, voir impossible lorsque des formations pliocènes recouvrent ces deux dernières cibles donnant une tout autre signature à la surface.

La mise en évidence de ces surfaces différentes a pu être effectuée à l'aide d'une simple composition colorée sensible aux longueurs d'ondes discriminantes telles que 1,095, 1,773 et 2,303 μm . Cette composition peut être optimisée en normalisant les spectres à leur tendance. De cette façon, les effets liés aux variations d'albedo - généralement dues à des états de surface différents - peuvent être retirés pour ne travailler qu'avec l'information utile et discriminante. Les surfaces composées par des fragments rocheux apparaissent en : i) bleu quand il s'agit d'un affleurement de gabbro à olivine à texture coronitique, ii) et en vert lorsque le gabbro amphibolitisé est présent. Les altérites de ces deux faciès présentent des teintes similaires. Toutefois, lorsqu'elles sont polluées par du matériel pliocène, elles virent respectivement au gris et au marron. Finalement, les surfaces qui sont composées par les formations pliocènes mélangées à des altérites de gabbro, apparaissent en magenta.

La distribution de ces pixels en fonction de la topographie montre que la signature spectrale de surface est fortement liée au relief favorisant l'affleurement de la roche sous-jacente ou pas. Par conséquent, la signature spectrale des surfaces où le gabbro affleure sera trouvée dans les talwegs.

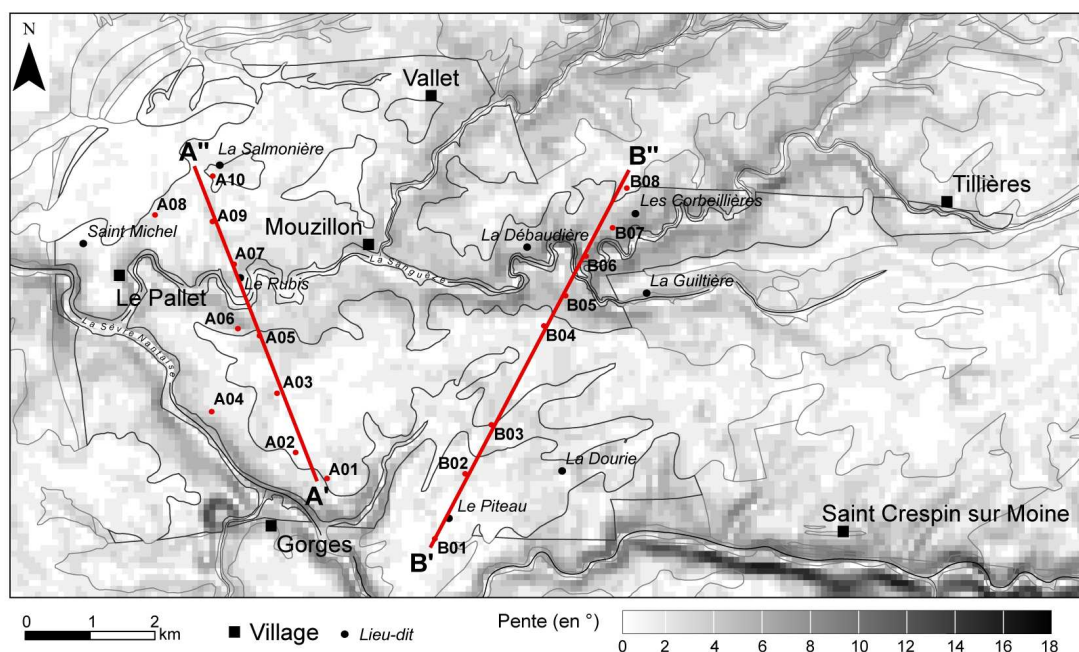


Figure 195 : Distribution de la pente dans le Massif du Pallet calculée à partir d'un MNT (voir Figure 187) dont la résolution spatiale est de 90 m.

La Figure 195 montre les valeurs de pentes calculées à partir du MNT à 90 mètres du secteur étudié (Figure 187). Les valeurs comprises entre 0° et 2° correspondent relativement bien aux étendues proposées par Marchand et al. (1969) et Forestier et al., (1983) pour les formations qui constituent les plateaux et qui sont composées du matériel pliocène (c.f., Figure 2). En revanche, les plus fortes valeurs ($>2^{\circ}$) sont observées le long des cours d'eau (e.g., la Sèvre et la Sanguèze). En considérant que les fragments de gabbro affleurent sur une surface dont la pente est supérieure à 2° , la signature spectrale du gabbro serait théoriquement de 25 km^2 soit un tiers de la surface du Massif. Cette estimation ne tient pas compte des effets liés aux pollutions du matériel pliocène qui modifient la composition, ni de la couverture végétale. Elle rend seulement compte de la surface utile pour effectuer la cartographie des faciès par télédétection hyperspectrale lors d'une campagne aérienne.

8.3 Conclusion

L'étude pétrologique des échantillons représentatifs prélevés à la surface du Massif a permis de définir un ensemble de cinq lithologies. Elles sont en accord avec celles qui ont été définies de manière indépendante par de nombreux travaux dans le passé (Lacroix, 1899 ; Mathieu et Gabilly, 1959 ; Brillanceau, 1964 ; Aubouin et al., 1969 ; Lasnier, 1970). De plus, l'analyse spectrométrique de ces échantillons a permis d'identifier pour la première fois la signature spectrale de chacun de ces faciès. L'étude de leur composition minéralogique permet de mettre en évidence une large gamme de minéraux qui rendent compte des différents événements géologiques qui se sont succédés depuis la mise en place au Briovérien et qui modifient la signature spectrale théorique de cette série de gabbros.

En effet, la texture et la composition minéralogique primaire d'origine magmatique sont fortement modifiées en raison d'un métamorphisme et d'une altération hydrothermale qui gagnent certains faciès. Le gabbro à olivine est atteint par un métamorphisme de haut degré de type granulite. Ces conditions permettent le développement de couronnes réactionnelles à orthopyroxène et à amphibole+spinelle ainsi que la formation d'inclusions de titanomagnétite au sein des cristaux de clinopyroxène. L'accumulation et l'association intime du spinelle avec ces silicates favorise l'atténuation des absorptions spécifiques permettant l'expression des phases minérales qui en sont dépourvues et qui présentent des absorptions dans le domaine de longueurs d'ondes étudiés. Cette conclusion est validée par l'absence de ce type d'inclusions dans le gabbro à olivine à texture sub-ophitique. Ce dernier faciès est caractérisé par une signature conforme à la composition observée et montre que ce phénomène n'atteint pas cette lithologie. Sans cette connaissance, un gabbro à olivine à texture coronitique pourrait être spectralement confondu avec une norite, lithologie également rencontrée dans le Massif. Le métamorphisme de plus bas degré de type amphibolite permet par rétrogenèse la transformation des pyroxènes en amphibole (i.e., ouralitisation). Ce phénomène paraît s'accompagner dans les gabbro à olivine avec la transformation des orthopyroxènes en actinote. Cette modification se traduit sur le spectre par une réponse correspondant à un mélange entre le clinopyroxène et d'amphibole, ne montrant aucune trace d'orthopyroxène. Lorsque ce métamorphisme

atteint toute la roche, l'ensemble des pyroxènes est transformé en un vaste assemblage de minéraux qui sont à rapporter au groupe des amphiboles. Ce phénomène se traduit spectralement par une signature uniquement marquée par l'amphibole. Une altération hydrothermale se superpose à cette amphibolitisation et se manifeste par la transformation des plagioclases en séricite, ce qui permet de détecter indirectement la présence de ce plagioclase. L'apport de plus grandes quantités de fluides favorise le développement de chlorite. Lorsque celle-ci et le mica sont assez abondants, ils modifient la signature du faciès amphibolitisé.

Les critères spectraux qui caractérisent les différents assemblages minéralogiques ont pu être utilisés pour étudier la distribution spatiale de ces lithologies au sein du Massif. Une image hyperspectrale synthétique a pu être construite en attribuant à chaque pixel le spectre de laboratoire caractéristique de la station d'échantillonnage. Le cœur du Massif est ainsi défini par un triangle formé par les villages du Pallet, de Mouzillon et de Gorges. Celui-ci est composé au centre par des gabbros à olivine à texture coronitique qui, en allant vers la bordure, passent successivement à des gabbros norites à olivine à texture sub-ophitique, à des gabbro-norites et à des norites. En fonction de la teneur en pyroxènes et des inclusions ferrugineuses, la position des maximums de réflectance de ces spectres oscille entre 1,37 et 1,56 μm , tandis que celle du centre de la bande d'absorption entre 1,92 et 2,01 μm . Les gabbros amphibolitisés définissent un arc qui occupe la bordure NE du Massif et s'étend de Saint-Michel à l'W, à Vallet et les Corbeillières au N et au NW respectivement pour revenir au sud dans les environs du Piteau. Les spectres de cette partie du Massif sont caractérisés par un décalage en longueur d'onde de la position du maximum de réflectance atteignant 1,72-1,80 μm et par l'apparition de bandes d'absorptions étroites à 2,31 et 2,38 μm liées à l'amphibole et à une bande à 2,20 μm attribuée à la séricite témoin de la présence de plagioclase. L'altération hydrothermale se manifeste par des absorptions à 2,20 μm plus importantes et par la modification des absorptions caractéristiques de l'amphibole qui définissent un "W" au-delà de 2,30 μm pour ne donner qu'une seule bande à 2,33 μm .

La signature des surfaces exposées se différencie de celle des surfaces fraîches par de légers décalages vers de plus grandes longueurs d'ondes des maximums de réflectance. Ces derniers tendent à se rapprocher des positions caractéristiques des minéraux d'altération qui s'y développent davantage (e.g., séricite et/ou amphibole) et qui sont responsables de l'apparition et de l'approfondissement de fines bandes d'absorptions.

Les mesures effectuées le long de deux profils longitudinaux ont permis d'étudier le gabbro dans son environnement de surface en simulant la réponse pouvant être enregistrée par un instrument hyperspectral lors d'une campagne aéroportée sur le Massif. Ces mesures ont pu démontrer que la partie visible proche infrarouge du spectre est perturbée par le lessivage des oxydes de fer qui s'accumulent en profondeur. En surface un gravier de quartz ferrugineux hérité est aussi à l'origine d'une absorption sans relation directe avec la composition de la roche mère. L'intervalle compris entre 1,00 et 2,45 μm , moins influencé par ces perturbations, semble donc plus adapté à la cartographie des

roches-mères. Cependant, l'identification des gabbros ne se fait pas non plus à partir de bandes d'absorptions étroites, bien que celles-ci puissent être utilisées pour détecter la présence de plagioclases par leur altération. Elle est plutôt guidée par la modification de la forme globale du spectre. Le maximum de réflectance, en position intermédiaire entre les deux bandes d'absorption des pyroxènes semble plus stable que les minimums de ces deux bandes d'absorption trop souvent perturbés par de multiples altérations. Pour être détecté correctement, un gabbro doit cependant occuper au moins 50% d'une surface sous la forme de blocs et graviers. Les altérites elles-mêmes peuvent être utilisées lorsqu'elles proviennent de la dégradation des gabbros. En revanche, lorsque l'altérite tend à se mêler à des formations de plateau, la signature est modifiée empêchant la bonne reconnaissance des formations sous-jacentes. De ce fait, la détection des gabbros est plus facile dans les talwegs où l'érosion plus importante élimine les formations superficielles et fait affleurer la roche mère en place ou en blocs et graviers. La surface susceptible de donner ce signal est estimée à environ 25 km². L'utilisation de la télédétection dans les interfluviaux devrait être beaucoup plus difficile en raison des formations pliocènes qui recouvrent l'altérite de gabbro sur une surface qui fait environ 50 km².

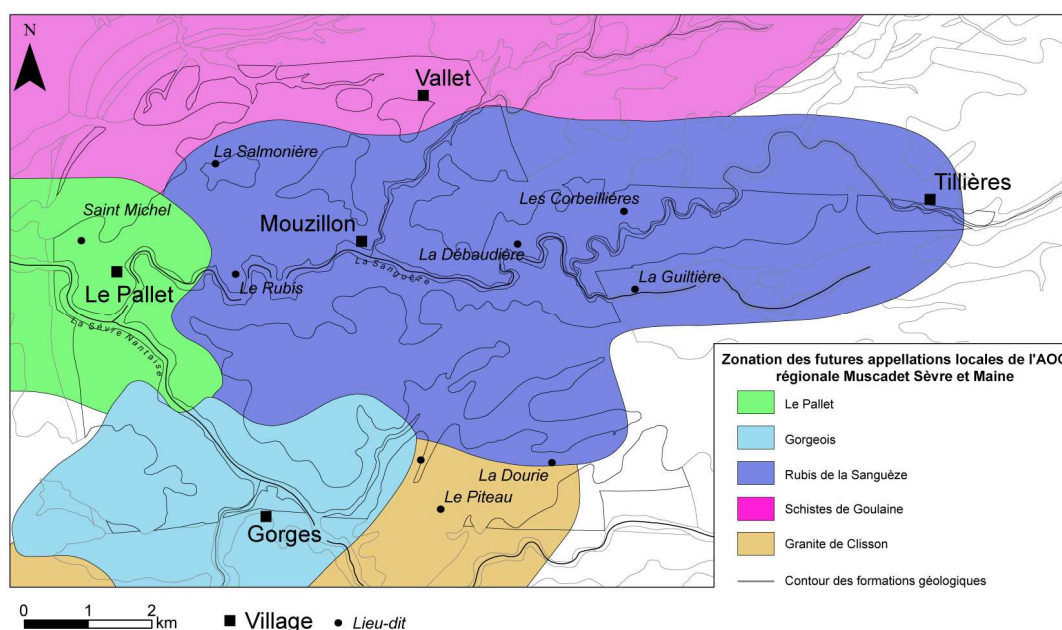


Figure 196 : Avancement de la carte des zonations des futures appellations locales de l'AOC régionale Sèvre et Maine (source : SDAOC - août 2007).

L'analyse des roches à l'échelle de la lame mince en laboratoire et à celle d'un affleurement sur le terrain, montre que les bandes d'absorptions ne suffisent pas pour reconnaître des faciès pétrologiques et qu'une partie importante de l'information est portée par la forme des spectres. Ce phénomène est marqué davantage sur les spectres de terrain où les blocs de gabbro sont "noyés" dans une altérite de composition parfois très proche. Selon les échelles d'observation, un simple retrait de tendance,

rectiligne en nombre d'onde ou gaussienne en longueur d'onde, permet de s'affranchir des phénomènes liés à la rugosité de surface, comme celle des traits de scie des échantillons de laboratoire ou celle des distributions de blocs et graviers de terrain.

Le passage à l'échelle supérieure (i.e., vol aéroporté) nécessitera une connaissance supplémentaire sur la végétation qui cette fois-ci peut avoir un effet plus important à l'échelle d'un pixel (e.g., 5×5 m) et faisant donc appel à d'autres disciplines.

Même si les contours géologiques proposés restent approximatifs en raison des conditions d'affleurement limitées - problème aussi rencontré par les travaux précédents - une carte délimitant les différents faciès de gabbro est proposée. Ce document peut aider à la décision des limites des nouvelles appellations locales répondant ainsi aux besoins du SDAOC. La Figure 196 montre l'état d'avancement des limites des futures appellations locales de l'AOC Sèvre et Maine dans le secteur du Massif du Pallet. Les limites définies de manière empirique entre ces appellations marquent au minimum la présence de trois zones à l'intérieur du Massif du Pallet. Elles correspondent approximativement aux limites de certains des faciès de gabbro. C'est le cas de l'appellation le "Rubis de la Sanguèze" qui correspond en grande partie à la surface occupée par le gabbro amphibolitisé. En revanche, si les roches qui singularisent l'appellation du "Gorgeois" sont plutôt caractérisées par du pyroxène et de l'olivine, sa limite au nord devrait être révisée. Mais une appellation ne repose pas uniquement sur la géologie comme le montre l'absence de correspondance locale avec la géologie sous-jacente (e.g., limite avec les formations voisines au Massif).

9. Geological mapping strategy using VNIR hyperspectral remote sensing: application to the Oman ophiolite (Sumail Massif) - article soumis à Geochemistry, Geophysics, Geosystems

Le travail exposé dans ce chapitre a fait l'objet d'une publication soumise à la revue Geochemistry, Geophysics, Geosystems. La suite reprend l'intégralité de cette publication qui est actuellement en révision.

Le Massif du Sumail a fait l'objet d'une campagne aéroportée en décembre 2002 à l'aide du capteur HyMap (c.f., § 4.3.3). En janvier 2006, une mission de terrain a été effectuée afin i) d'échantillonner les principaux faciès qui affleurent dans la région et ii) de documenter la réponse spectrale de chacune de ces lithologies à l'aide du spectromètre ASD afin d'effectuer la cartographie géologique du Massif du Sumail par télédétection.

L'analyse pétrologique des échantillons ainsi que l'étude des surfaces exposées a permis dans un premiers temps de comprendre la signature spectrale des roches en laboratoire pour ensuite mieux contraindre leur réponse acquise à l'échelle de l'affleurement (i.e., terrain ou image). Les différentes méthodes développées dans ce travail (c.f., chapitre 6) sont ici appliquées afin de cibler la distribution spatiale de ces lithologies dans le Massif. Cette tâche est effectuée par une mise en correspondance des spectres acquis sur le terrain à ceux de l'image. De ces données spectrales sont retirés les effets créés par la rugosité de surface à l'aide d'une tendance (c.f., § 6.1.2). En utilisant la distance spectrale, des cartes de ressemblance sont établies pour chaque pôle pur. Bien que ces cartes donnent un premier aperçu sur la localisation des lithologies dans le Massif, elles demeurent qualitatives. Elles ne sont pas traitées dans cette partie mais présentées dans l'Annexe 4. Le lecteur est invité à la consulter afin de mieux comprendre la géologie du Massif et les résultats exposés dans cette partie. Dans ce chapitre, la méthode des mélanges linéaires (c.f., § 6.2) permettant d'estimer l'occupation surfacique de chaque faciès a été privilégié. En combinant les principaux pôles purs, tous les mélanges possibles sont créés. Néanmoins afin de réduire le temps de calcul et d'optimiser leur reconnaissance, l'image est dissociée en deux séquences (i.e., manteau et croûte) grâce à un indice défini en se basant sur la forme des spectres de deux faciès. Des cartes de fraction de couverture sont obtenues pour chaque lithologie. La combinaison de ces documents aboutit en une nouvelle carte géologique des faciès de gabbro, de péridotites et de pyroxénites. Quelques secteurs de la zone étudiée présentent des contours différents par rapport aux documents déjà existants montrant l'intérêt de la télédétection pour la constitution de cartes rigoureuses.

Abstract

We conducted an airborne survey of the Sumail Massif in December 2002 using the HyMap airborne imaging spectrometer with concurrent field measurements (GER 3700). A second field campaign carried out in January 2006 was conducted to document the spectral signature of the main lithologies cropping out in the surveyed area using an ASD FieldSpec3 spectrometer. Our objective was to map identified rock-types by a direct comparison between field and image spectra despite strong variations in outcropping conditions such as: i) lighting versus surface roughness geometry, ii) blocks coated with red/brown patina, or iii) weathering chemistry and exfoliation products. Based on spectral signatures we identified in the mantle sequence harzburgites, dunites and harzburgites characterized by a calcretized surface showing different degree of weathering underlined by Mg-OH features of serpentine and Mg-rich carbonates centered at 2.13 and 2.31 μm . In the crustal sequence, we recognize gabbros and upper gabbros associated with intrusive dykes end members. In the VNIR, a 1.05 μm band associated with clinopyroxene and amphibole characterizes both units, while in the SWIR, these units are rather characterized by Fe-OH and Mg-OH features centered respectively at 2.25 and 2.33 μm . Different intensities are observed and related to weathering products such as actinolite, talc, chlorite and serpentine that mask broad features of preserved pyroxenes. A peculiar gabbro-norite outcropping in the South of the Massif seems to be preserved from such hydrothermal alteration and displays broad features centered near 0.98 and 2.00 μm that can be related to a mixture of both ortho- and clinopyroxene. The last end member defined for the crust corresponds to wehrlitic intrusions forming laccoliths and sills with high serpentine content. Surprisingly, the specific Mg-OH feature is missing. In fact, Scanning Electron Microscope (SEM) analyses demonstrate that the size and the arrangement of magnetite grains within olivine seem to mask Mg-OH features in wehrlites but not in dunites and harzburgites. These observations allowed us to split the image into two sectors (mantle and crust) with respectively three and four spectral end members: (i) harzburgite, dunite and harzburgites with interstitial carbonates and (ii) gabbro, upper gabbro and dykes, gabbro-norite and wehrlite. Despite atmospheric corrections, some differences persist between field and image spectra. A perfect match is reached by normalizing each spectrum to its trend. Such normalization minimizes surface light scattering attached to each scale of data collection but it also removes the albedo and flat spectra become identical to each other. A simple distance calculation is sufficient to identify the best match between image and models of end members surface mixtures of both mantle and crust sectors. Results are fractional cover maps of lithological end members. The spectral-derived lithological map of the mantle and crustal units is broadly consistent with previous geological maps, but the accuracy reached in this study allows the detection of new boundaries like the Moho in the north of Maqсад. However, one of the most relevant results is the identification of a new crustal sequence enriched in silica south of Muqzah, characterized by the presence of orthopyroxene, compatible with independent structural and petrological studies.

9.1 Introduction

The Oman ophiolite is a remnant of the tethysian ocean that was obducted on the southeastern edge of the Arabian Peninsula during Maestrichtian times (around about 70 Ma) (Figure 197a). It is of one of the largest (about 30.000 km²) and best-preserved fragments of fossil oceanic lithosphere presently exposed at the Earth's surface. It is composed of a wide diversity of rock-types ranging from ultramafic (i.e., olivine-rich \pm pyroxenes) to mafic (i.e., feldspar- and pyroxenes-rich \pm olivine, amphiboles) and their extrusive equivalents (i.e., diabases, basalts) with minor felsic (i.e., feldspar- and quartz-rich, \pm amphiboles) lithologies. The precise composition, distribution and contact relationships of these rocks, together with the nature of their alteration products reflect physico-chemical (magmatic, hydrothermal and weathering) processes that prevailed during their genesis at an oceanic spreading centre, their thrusting, and their final exposure as an ophiolite on the Arabian margin.

Accordingly, to establish an accurate and rigorous geological map of the Oman ophiolite is a fundamental step that should, ideally, be a prerequisite of all advanced petrological and tectonic studies. Lithological mapping of the Oman ophiolite was accomplished at the scale of the entire Oman Mountains (e.g., at 1:500,000 by Glennie et al., 1974), at a regional scale (e.g., at 1:100,000 by the BRGM²⁹ team during the eighties) or more locally at a massif scale (e.g., at 1:40,000 by Amri et al., 1996). The task was not easy for two main reasons:

- 1- Although some rock-types are actually contrasted in terms of morphologies and colours, other rock-types may look quite similar in outcrop (and thus have to be grouped in the same unit of the geological map which may be a scientific nonsense);
- 2- Whatever the efforts consented by the field geologists, and whatever the quality and resolution of their aerial photographs, all "classical" geological maps imply a significant part of extrapolation between a restricted amount of ground point controls.

Consequently, errors, omissions and simplifications are often introduced leading to wrong or at least simplified geological interpretations. In such cases, remote sensing can be an effective technique to map huge geological features, enhanced by excellent outcropping conditions given by the arid climate that prevails in Oman (Pontual, 1990).

It has been shown that using spectrometry, subtle lithological variations can be detected based on both electronic and vibrational processes related to primary and secondary minerals (Hunt, 1977). Since fresh rocks are rarely exposed at the Earth's surface, geologists pay a particular interest to the 2.10 - 2.50 μ m range where absorption features of weathering minerals are well expressed. Applications using multispectral satellite imagery (i.e., less than 10 channels) were largely exploited in Oman to map the ophiolite. Using Landsat Thematic Mapper (TM), which has only one channel between 2.10

²⁹ BRGM : French Geological Survey (Bureau de Recherches Géologiques et Minières).

and $2.50\ \mu\text{m}$, Rothery (1987) and Abrams et al. (1988) could distinguish dyke-rich parts of the crustal sequence and map harzburgites and dunites present in the mantle sequence. However, various other types of mafic-ultramafic rocks characteristic of the crustal section, could not be well identified. Later, Denniss et al. (1994) discriminated mantle rocks and separated gabbros from wehrlites using the JERS-1 OPS instrument (3 channels in the $2.10 - 2.50\ \mu\text{m}$ spectral range). Both approaches identified large-scale structures and lithological boundaries using simple color composites. However, improvements of the geological maps were limited by the small number of channels of these broad band sensors.

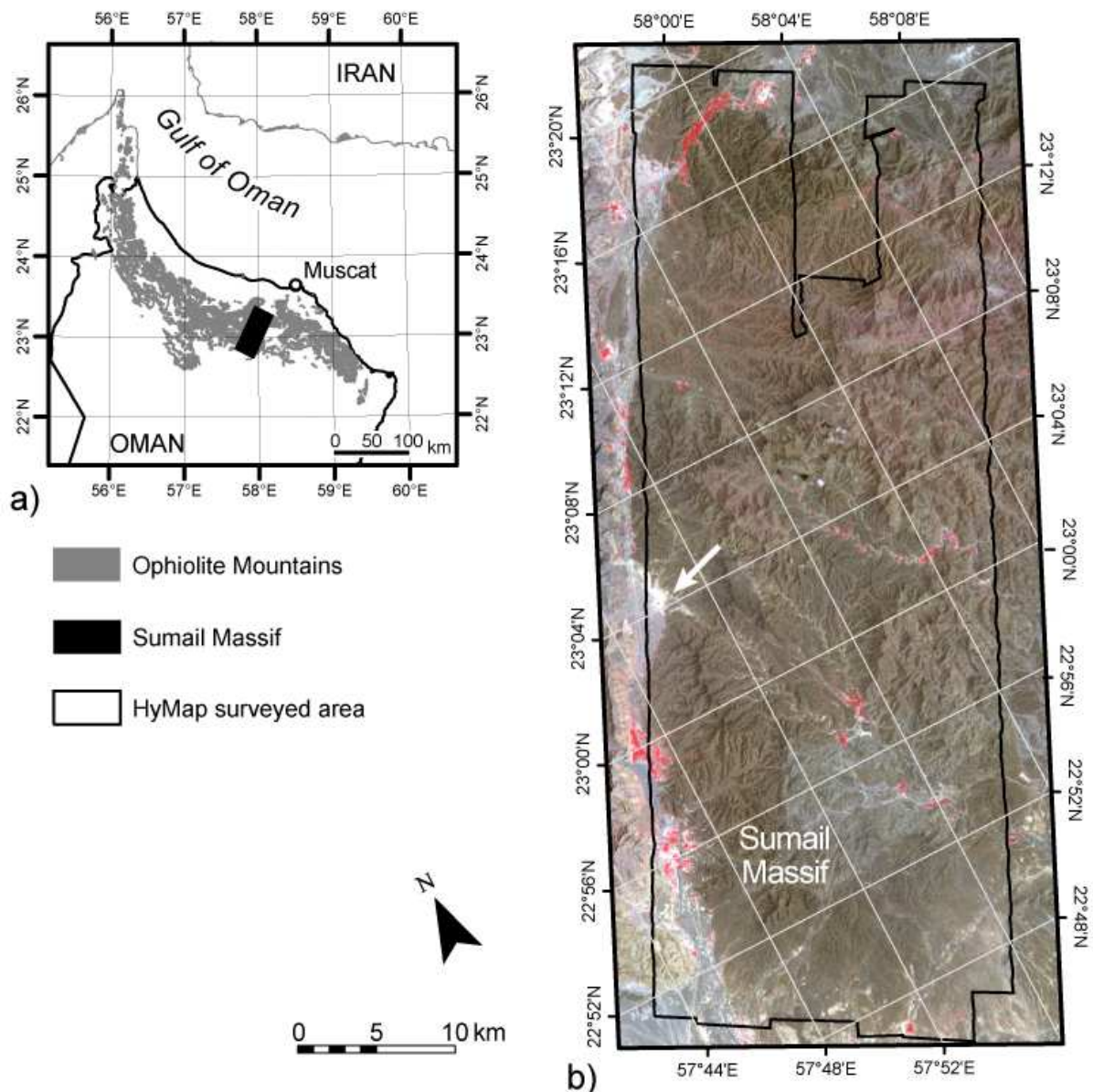


Figure 197 : (a) Location of the Oman ophiolite and (b) the outline of the HyMap survey over the Sumail Massif on a VNIR ASTER colour composite image (red: $0.807\ \mu\text{m}$; green: $0.661\ \mu\text{m}$; blue: $0.556\ \mu\text{m}$). The white arrow points out the calibration to ground reflectance area.

Progresses in remote sensing instruments such as imaging spectrometers (Goetz et al., 1985), HyMap or AVIRIS for example, allows to recording a continuous spectrum with hundreds of channels in narrow bands for each pixel. Target identification using this technique is generally based on the analysis of the shape of the diagnostic absorption features specific to surface composition (e.g., band wavelength position, depth, width and shoulders). This technique has already been applied to other peridotite complex (e.g., Chabrilat et al., 2000; Launeau et al., 2002, 2004). In Oman earlier investigations were undertaken by Combe et al. (2006) using the HyMap instrument (126 channels between 0.40 and 2.50 μm , spectral resolution of 15 - 20 nm and a spatial resolution of 6 m). For the purpose of this last study, we focused our investigation on two restricted sectors (less than 70 km^2 each) of the Sumail Massif (Figure 197b). To identify and map mineralogical units, we compared image spectra to carefully chosen pixel spectra, considering them as lithological end members. However, regarding a pixel spectrum as being representative of a petrological class can introduce some inaccuracy since the 6×6 m surface corresponding to the instrument spatial resolution is generally composed of mixed lithologies and various surface states. Moreover, in order to facilitate the comparison between spectra, Combe et al. (2006) removed a continuum based on a Modified Gaussian Model (MGM, Sunshine et al., 1990). Instead, we use the comparison between spectra of samples observed i) in the field by airplane and field spectrometers, and ii) with natural sun light outdoor and artificial light source in the laboratory, to identify two long range components at the origin of spectral distortions between spectra acquired at different scales. These are basically trends, linked to the surface state, which can be removed by a simple normalisation, allowing a direct comparison between field and laboratory spectra.

The purpose of this study is to map the main lithologies outcropping in the Sumail Massif (i.e., $\sim 1900 \text{ km}^2$) by quantifying the mixtures present within a pixel. We focus our research on field spectra considering them as end members characterized by an intimate mineralogical assemblage and only tempt to identify surface mixtures.

After a brief introduction describing the geodynamic and geological settings of the Oman ophiolite and the available datasets, we describe the surface characteristics and the spectral signature of each lithology encountered in the field. Then we detail the methodology developed for both comparison of spectra acquired at different scales and for improving fractional cover and map geological units using airborne hyperspectral HyMap data. Finally, we describe our results and discuss them in terms of their geological significance.

9.2 Geological setting

9.2.1 The Oman ophiolite

The Oman ophiolite is a fragment of the Tethyan oceanic lithosphere formed at a spreading centre during the Albo-Aptian ($\sim 95\text{-}100 \text{ Ma}$) (Glennie et al., 1974; Tilton et al., 1981; Tippit et al., 1981). Its

present setting results from intra-oceanic detachment nearly contemporaneous with the accretion episode (Lanphere, 1981; Montigny et al., 1988) followed by the obduction in a south-westerly direction over the Arabian continental margin during Maestrichtian times (~70 Ma) (Coleman, 1981; Coleman and Hopson, 1981). The present exposure of the ophiolite results from the relatively recent uplift of the Oman Mountains that started during the Miocene (Glennie et al., 1974).

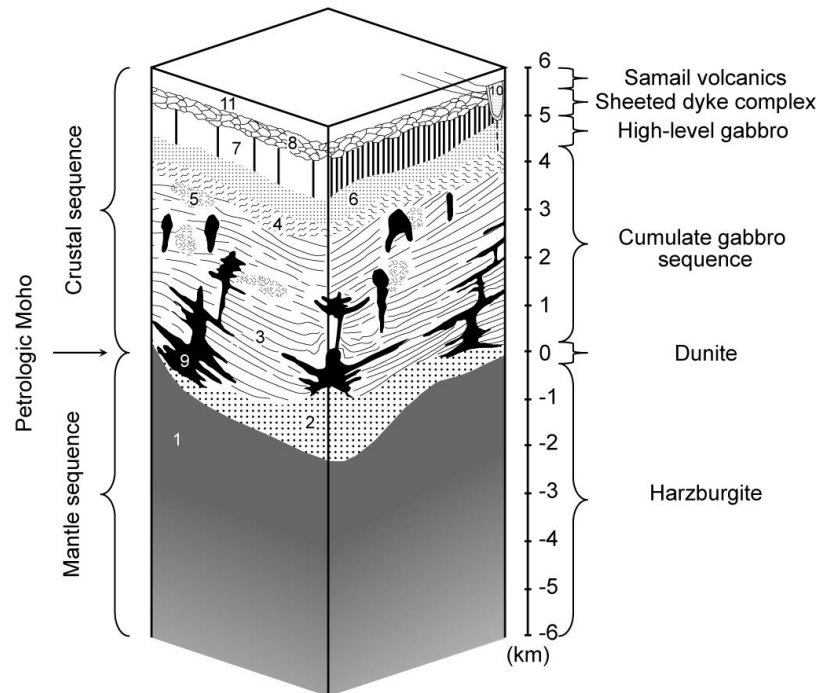


Figure 198 : Simplified bloc diagram summarizing the main units forming both the mantle and the crustal units of the Sumail Ophiolite sequence (after Juteau et al., 1988). Main lithologies: 1) Harzburgite; 2) Cumulate and residual dunites; 3) Layered gabbro; 4) Planar-laminated gabbro; 5) Recrystallized isotropic gabbro; 6) High-level isotropic gabbro; 7) Sheeted dyke Complex; 8) Lower extrusive lavas; 9) Undifferentiated wehrlitic intrusive bodies; 10) Differentiate intrusive bodies; 11) Upper extrusive lavas.

The ophiolite is composed of two main lithological units: rather homogeneous mantle derived peridotites overlain by a more heterogeneous pile of mafic-ultramafic lithologies referred to as the crustal sequence (Glennie et al., 1974; Hopson et al., 1981; Lippard et al., 1986). The boundary between these two units corresponds to the "Moho" discontinuity of seismologists (Christensen and Smewing, 1981) (Figure 198). The mantle sequence is mainly composed of harzburgites with dunitic intervals of seemingly random distribution (Braun and Kelemen, 2002); mafic veins and dykes are ubiquitous in the peridotites but, generally, in low abundance (<1% of the exposed area) (Boudier and Coleman, 1981; Ceuleneer et al., 1996; Python and Ceuleneer, 2003). The mantle/crust boundary is underlined by a more or less continuous horizon of dunites, wehrlites and melano-troctolites, with interlayered gabbroic sills (Kelemen et al., 1997) whose thickness ranges from a few metres to 500 metres (Boudier and Nicolas, 1995).

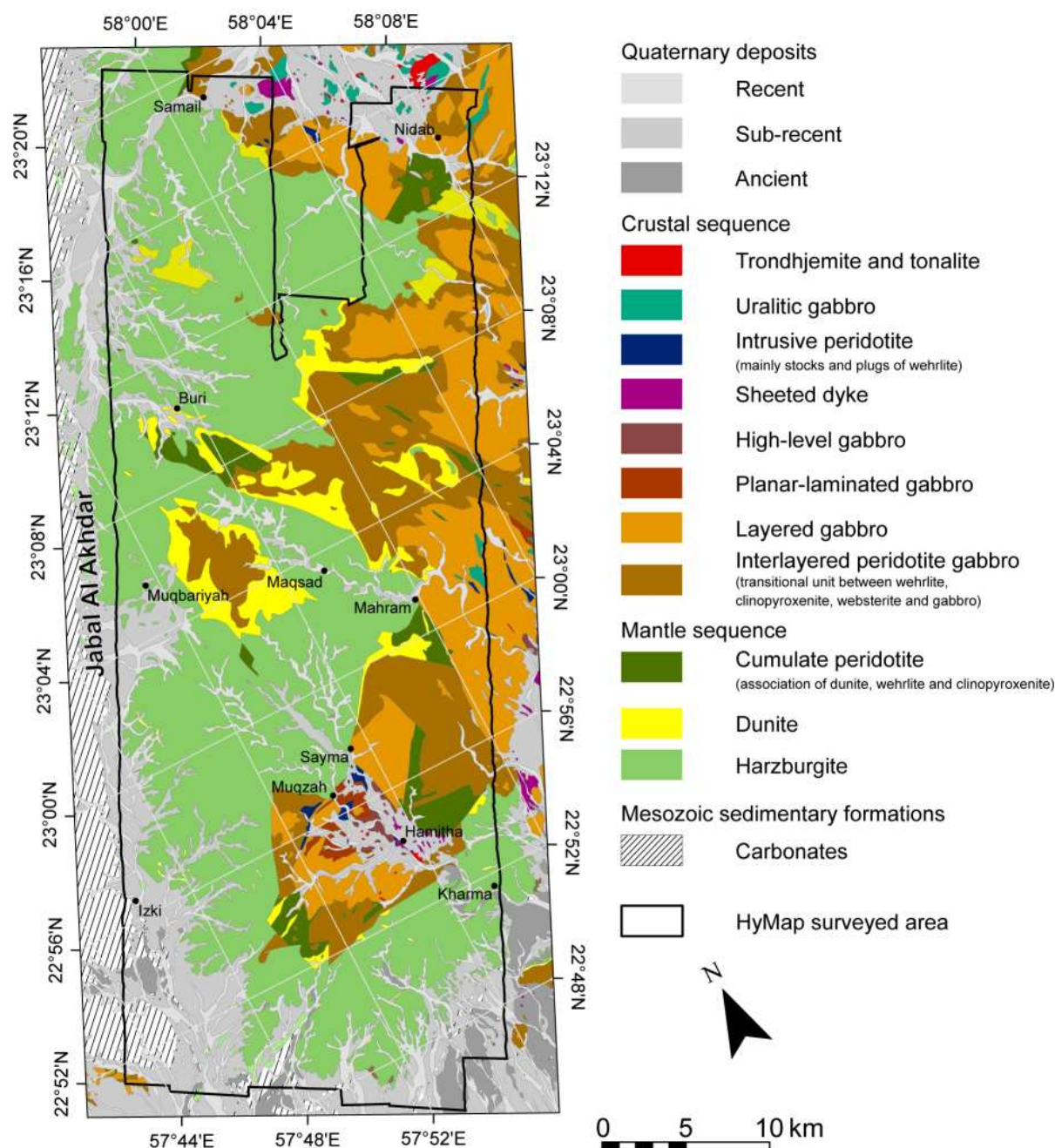


Figure 199 : Generalized geologic map covering a part of the Sumail Massif. This synthesis was developed by compiling and standardizing the 1:100,000 scale maps of Nakhl (Rabu et al., 1986), Fanjah (Villey et al., 1986), Birkat Al Mawz (Hutin et al., 1986) and Samad (de Gramont et al., 1986). The projection system employed is the UTM 40N, Datum WGS 84.

Two distinct magmatic series compose the crustal sequence (Juteau et al., 1988). The first one, essentially mafic, constitutes a classical ophiolitic stack - and is thus considered as "primary" - (see Pallister and Hopson, 1981) with, from bottom to top, layered gabbro, non-layered but planar-laminated gabbro, high-level isotropic gabbros, a sheeted dyke complex and pillow basalts and lava

flows capped with radiolarian cherts (Figure 198). The so-called secondary series consist of intrusive ultramafic bodies referred to as wehrlite bodies but that are actually a mixture of "true" wehrlites, dunites and melano-troctolites, and more exceptionally, pyroxenites. They root in the uppermost part of the mantle sequence referred to as the transition zone (Benn et al., 1988). In the lower crust, those developed as thick laccoliths and sills injected along the layering planes of the barely consolidated and still-hot gabbro that is in place viscously deformed. Towards the top, this unit forms stocks and plugs crosscutting the primary sequence.

9.2.2 The surveyed area: the Sumail Massif

The spatial distribution of both mantle and crust sequences within the Sumail Massif is illustrated in the synthetic geological map in Figure 199. The Massif is bounded, on its western edge, by an overthrust fault contact with the Jabal Al Akhdar, which is composed of Mesozoic carbonaceous formations. Harzburgites is the most exposed lithology comprising more than a half of the surveyed region. Some dunite bodies are too small to figure in the map. However, as the main bodies mapped, they are included within harzburgites (i.e., west of Maqsad and southeast of Buri) or underline the transition zone (i.e., south of Mahram). Based on mantle structures, Ceuleneer et al. (1988, 1996) have shown that a fossil diapir is exposed near the Maqsad area. It emplaced below a palaeo-spreading ridge striking NW-SE. The crust-mantle boundary in this Massif is flat lying, dipping slightly ($<10^\circ$) to the East. Locally, its dip may reach higher values due to the local effects of faults or of wehrlitic intrusions. The crustal sequence is thus preferentially exposed in the eastern part of the Massif. Cumulate peridotite and pyroxenites tend to overlay the mantle unit, but some of them are found throughout the crustal section (i.e., northeast of Hamitha). Interlayered peridotite and gabbro characterize a transitional unit between gabbros and an ultramafic assemblage composed by wehrlites, gabbro-norites and clinopyroxenites. Those are followed by Layered gabbro, which in turn is overlain by Planar-laminated gabbro. Isotropic gabbro outcrops are relatively rare in Sumail. They are associated with sheeted dykes between Sayma and Hamitha, and crop out in the northeastern edge of the study area. Some intrusive bodies are made of undifferentiated ultramafic cumulates, uralitic gabbro or thondhjemites. The two last lithologies crop out outside the area covered with our HyMap survey. Quaternary formations showing different depositional periods are widespread in the entire area along wadis or in terraces and alluvial fans that blanket the bedrock. Their composition is constrained by the distance and nature of the source rock.

9.3 Data sets

9.3.1 HyMap hyperspectral image

Hyperspectral images of the Sumail Massif were acquired by the HyMap (Hyperspectral Mapper) airborne imaging spectrometer on December 4th and 6th, 2002 (Pinet et al., 2003). The total data set is

composed of 10×50 long tracks oriented NE-SW. In order to cover the greatest possible surface, a mosaic was built using images acquired on different days and having the lowest cloud cover and shadows at the time of the over flights. Thus, the total surveyed area covers almost 1320 km² with a pixel size of about 6 m (Figure 197b). HyMap is a 126-channel instrument that collects data between 0.45 and 2.48 μm . Spectral coverage is nearly continuous in the mentioned spectral range with only small gaps around the 1.40 and 1.90 μm , avoiding saturated atmospheric water vapour absorptions. The HyMap data were atmospherically corrected by HyVista using the atmosphere removal radiative transfer model (ATREM) (Gao et al., 1993; CIRES, 1999) and the Empirical Flat Field Optimal Reflectance Transformation (EFFORT) (Boardman, 1998).

9.3.2 Field spectra

In order to support remote sensing data, field spectra were acquired during the overflights using a GER 3700 spectrometer. This 640-channel spectral device analyzes the reflected sunlight between 0.31 and 2.52 μm . Spectral resolution is between 1.5 and 12 nm and the ground field of view is about 100 cm² at 1 m.

Main lithologies and their surface properties were spectrally documented during a second field trip in January 2006 using an ASD FieldSpec3® spectrometer. Collected samples were later measured in the laboratory under controlled conditions using a contact probe with an internal halogen light source. This 2151-channel instrument covers the 0.35 - 2.50 μm wavelength range with a spectral resolution of 1.0 nm. The detectors consist of one Si and two InGaAs banks. A bare optical fibre, with a field of view of 25°, was used in the probe to analyze a surface of 0.15 m² at 1 m. Steps occur in ASD spectra when the set of detectors do not observe rigorously the same target. However, such intensity offset also appears when looking a homogeneous surface suggesting that both InGaAs detectors are less stable in relation to Si detector. We can remove it by applying a linear regression function between the 20 bands located on both side of the offset. Well corrected homogenous targets present aligned spectra whereas heterogeneous ones display a sharp bending at each offset wavelength, which allows to point out the heterogeneity of their target and to eliminate them.

For both field instruments, the reflectance of a target is determined for each wavelength by the ratio between the target's radiance and a white reference panel's radiance (Spectralon®). Both GER and ASD datasets are also spectrally resampled to the HyMap response functions to facilitate their comparison.

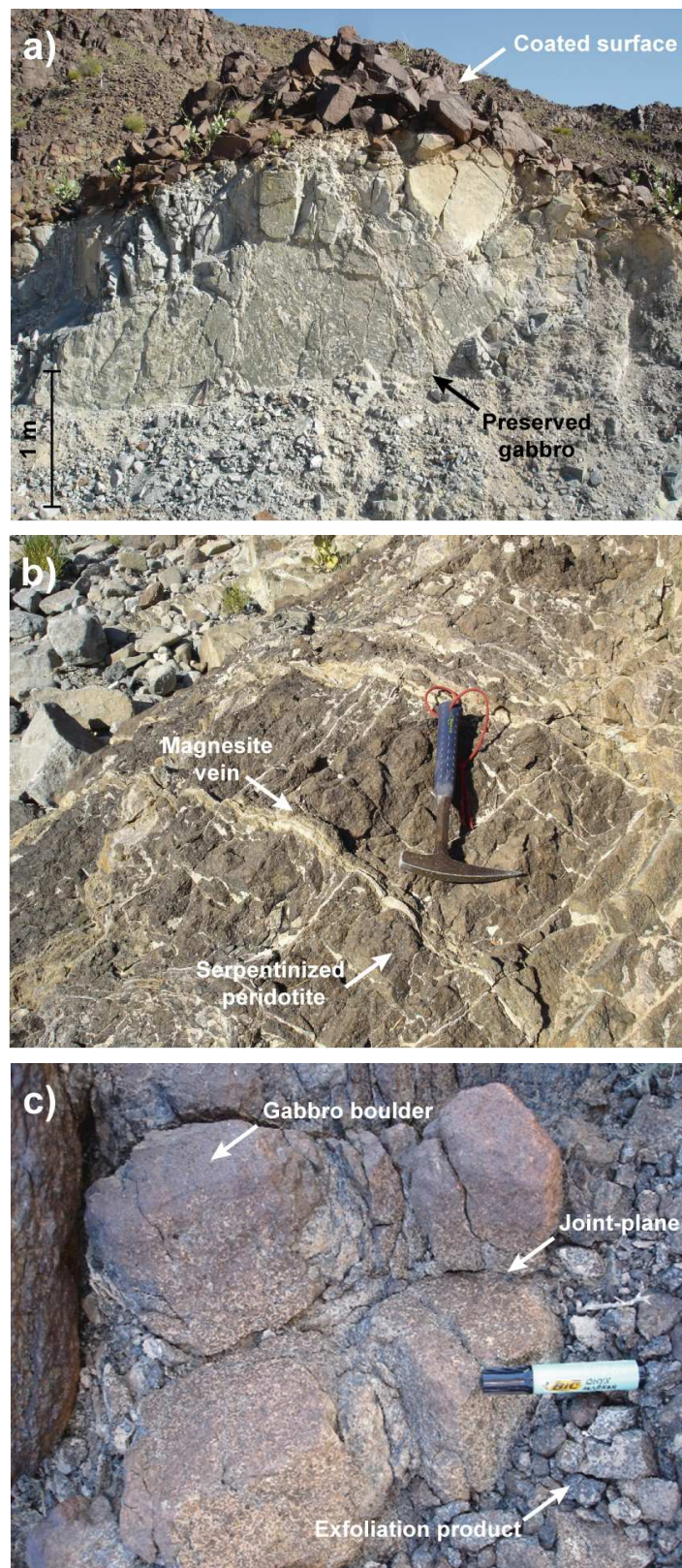


Figure 200 : (a) Working face showing a recently exposed surface of a fresh gabbro (bottom) opposed to its well developed desert varnish surface (top). (b) Magnesite vein network resulting from meteoric weathering reaching a well serpentinized peridotite. (c) Preferential mechanical weathering (exfoliation) developed along joint-planes yielding residual core-boulders of fresh gabbro.

9.4 Surface characteristics

Reflectance acquired by both field and airborne spectrometers is the result of the interaction between incident radiation and the rock surface. Buckingham and Sommer (1983) showed that for different materials the penetration depth of the radiation varies between 30 and 50 μm . Even if rocks outcrop well in a desert environment, those are rarely fresh at the surface. It seems essential to know the relationship between the underlying geology and the exposed surface generally controlled by weathering process.

In the Sumail Massif, we encountered three broad categories of exposed surfaces that could influence the spectral response at a pixel scale:

- Desert varnish coating (Figure 200a), typically 10 to 30 μm thick on average (Dorn and Oberlander, 1982) but which can differ from one lithology to another. It is generally composed of a cryptocrystalline mixture of clays, ferromanganese oxides and dust material (Potter and Rossman, 1977). However, previous studies demonstrate that in Oman the development of this coating seems to be not so severe and linked to the primary mineralogy (Pontual, 1990), unlike in some other arid regions. Moreover, when present, it does not affect much the spectral response in the SWIR domain.
- A concentration of secondary minerals along faults, fibrous serpentine in shear zones or along fractures in veins, and carbonate products resulting from efficient serpentine alteration by water table fluctuations (Figure 200b).
- Exfoliation and/or abrasion of rocks generating surface constituents ranging from macroscopic boulders (3-30 cm) to microscopic rock-forming mineral grains (<1 cm) which usually pile up *in situ* (Figure 200c) whereas fine products accumulate down the slopes and on terraces.

9.5 Mineralogy and spectral reflectance of ophiolite units

We selected directly in the field the lithological spectral end members (Figure 201) on areas presenting as homogenous a surface as possible to be representative of a pixel. To do so we averaged site-by-site spectra of similar surface properties (i.e., patina, boulder size) and mineralogical composition as defined in Table 33.

9.5.1 Mantle sequence

9.5.1.1 Harzburgite

In the field, a dark-brown patina characterizes harzburgite outcrops. This unit is composed of olivine, orthopyroxene (i.e., enstatite) and traces of clinopyroxene and chromite (Table 33). Serpentine minerals such as lizardite and chrysotile, common hydrothermal alterations of olivine, are abundant.

To a lesser extent, bastite is present in orthopyroxene. Despite its moderate abundance (see Table 33), serpentine dominates the harzburgite spectra (Figure 201a and Figure 202b) with typical Mg-OH absorptions at 2.13 and 2.31 μm (Hunt and Evarts, 1981; King and Clark, 1989; Clark et al., 1993, Post and Borer, 2000). A feature centered at 0.98 μm results from a combination of secondary goethite and limonite and primary orthopyroxene and olivine (Figure 202b) (Hunt et Salisbury, 1970; Hunt et al., 1971; Singer, 1981).

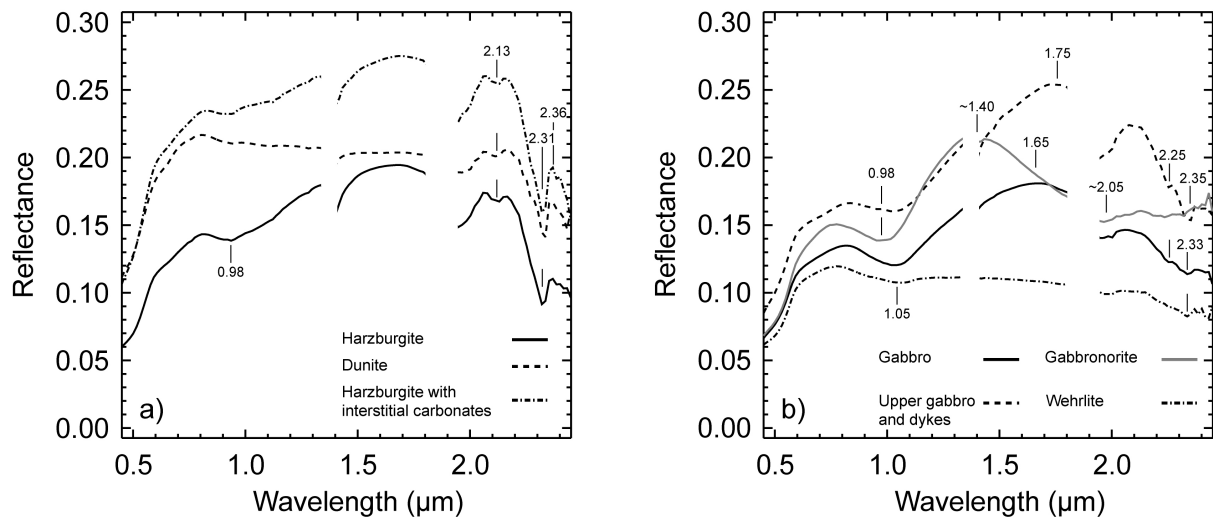


Figure 201 : Field spectra end member of the main lithologies characterizing (a) the mantle and (b) the crustal sequence. Spectra were resampled to HyMap spectral resolution. Vertical lines indicate wavelength position of both absorption features and reflectance maximum and are discussed in the text. Atmospheric absorption at 1.40 and 1.90 μm has been masked.

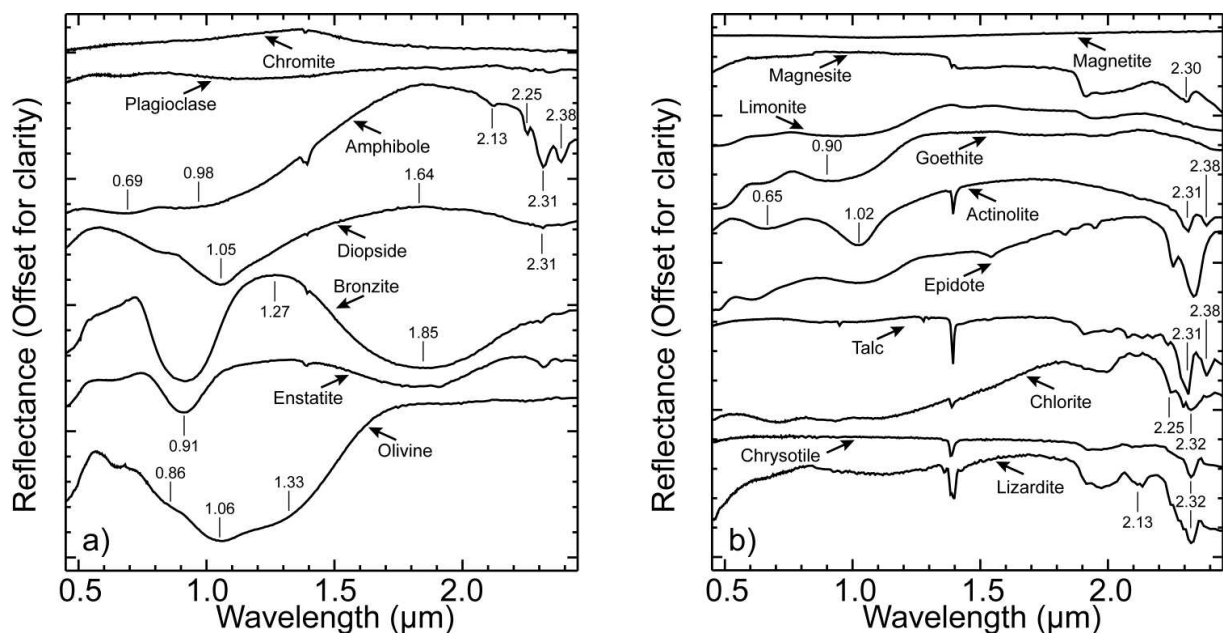


Figure 202 : USGS laboratory reflectance spectra of both (a) primary and (b) weathering minerals (from Clark et al., 1993) influencing the spectral signature of lithological end members illustrated on Figure 201. Vertical lines indicate wavelength position of both absorption features and reflectance maximum.

9.5.1.2 Dunite

Dunite displays a very distinct aspect in the field with respect to the surrounding harzburgites. The exposed surface generally weathers into a very light yellowish-brown to beige patina (Braun and Kelemen, 2002) enclosing some small caverns. It usually corresponds to a dense joint network of serpentine and secondary magnesite resulting from serpentine weathering. Minor olivine remains fresh in the rock. The averaged field spectrum displays a quite flat pattern in the VNIR range as often found for chrysotile, and typical Mg-OH features at 2.13 and 2.31 μm in the SWIR range (Figure 201a and Figure 202b). Ferrous feature seems to be washed-out indicating the absence of orthopyroxene. Note here that harzburgites particularly poor in orthopyroxene tend to display similar spectra.

Table 33: Mean modal composition of (a) primary and (b) weathering minerals (in %) estimated for each lithological end member. *Ol*: olivine; *Opx*: orthopyroxene; *Cpx*: clinopyroxene; *Plg*: plagioclase; *Amp*: amphibole; *Chr*: chromite; *Serp*: serpentine minerals such as lizardite and chrysotile; *Bast*: bastite; *Chl*: chlorite; *Ept*: epidote; *Tlc*: talc; *Act*: actinolite; *Crb*: magnesite and/or dolomite; *Mgt*: magnetite; *Pre*: prehnite; *Qtz*: quartz. * Local enrichments of carbonates forming surface concretions were not taken into account but rather that which is in veins within serpentized peridotite samples.

a)	Primary minerals					
Lithological end member	Ol	Opx	Cpx	Plg	Amp	Chr
Harzburgite	70-90	10-30	<5			<3
Dunite	95					5
Harzburgite with interstitial carbonates	≤10	<10				1-3
Gabbro	5-20		35-40	50-60		
Upper gabbro and dykes				50-60	40-60	
Gabbro-norite	<5	20-25	20-25	50-60		
Plagioclase-wehrlite	50-60		40-60	<10		

b)	Weathering products										
Lithological end member	Serp	Bast	Chl	Ept	Tlc	Act	Crb	Mgt	Pre	Qtz	
Harzburgite	20-30	<5						<5			
Dunite	75						<5*	5-15			
Harzburgite with interstitial carbonates	70-80						15- 20*	<10			
Gabbro	≤2		≤2		≤2	≤2		<2			
Upper gabbro and dykes			<10	<10		<10				<5	
Gabbro-norite											
Plagioclase-wehrlite	25-30							5-15	≤10		

9.5.1.3 Harzburgite with interstitial carbonates

The third identified end member corresponds to harzburgite locally enriched by Mg-rich carbonates (magnesite and dolomite, Table 33) as already identified by Combe et al. (2006). Although such weathering products are created during the primary hypogenic alteration of serpentines, once at surface, similar transformation process are provided by secondary supergene agents. In this case, the fluctuation of water tables slowly concentrates carbonates (Stanger et al., 1988) along fine veins (<1mm thick) or as travertine and calcret in extensive outcrops at the surface. Large outcrops display typical spectra of dolomite-magnesite, which is not the case for vein intimate mixtures. Mg-rich carbonates in fine veins increase the outcrops albedo of harzburgite, decrease the 1.00 μm band depth and increase the Mg-OH feature at 2.31 μm , common between serpentines and Mg-rich carbonates (Figure 201a and Figure 202b). When abundant, carbonates display a symmetric peak at 2.36 μm between absorption features at 2.30 and 2.44 μm which may be used to detect pixels rich in dolomite-magnesite. However, since both primary and secondary carbonates display the same spectral signature we are not in the measure to make differences between them.

9.5.2 Crustal sequence

9.5.2.1 Gabbro

Both layered and non-layered planar gabbro sequences are mainly composed of clinopyroxene (i.e., diopside to augite), plagioclase and olivine (Table 33). Hydrothermal alteration affects almost all olivine grains resulting in a mixture of serpentine, magnetite, chlorite, talc while clinopyroxene and plagioclase remain quite fresh (although they may be altered in amphiboles like tremolite and other low temperature minerals). Layers between 10 and 150 cm wide characterize the layered gabbro. Slight mineralogical variations are observed within a layer. Generally, clinopyroxene and olivine content decreases from bottom to top grading to gabbros richer in plagioclase. The non-layered planar gabbros present essentially the same mineralogy but may contain minor amounts of orthopyroxene and hornblende. They are more homogenous and show planar laminations of tabular plagioclase and clinopyroxene. Consequently, they display similar spectra (depending on local mineral concentrations) and both rock-types constitute only one end member called gabbro. The field spectrum collected here is marked in the VNIR by a 1.03 μm broad band attributed to the ferrous ion of clinopyroxene (Figure 201b and Figure 202a) (Clark et al., 1993). The second band of this mineral generally observed near 2.00 μm , is overprinted by weak Fe- and Mg-OH absorptions respectively at 2.25 and 2.33 μm consistent with such hydrothermal products presented above (Figure 202b). Even if plagioclase is abundant and quite preserved from weathering it is spectrally featureless (Hunt and Salisbury, 1970) and thus not detectable.

9.5.2.2 Upper gabbro and dyke

The transition between the preceding units to the isotropic gabbro is gradational. Isotropic gabbros have quite variable grain sizes at a small scale; mixtures of coarse and fine-grained facies are referred to as "varitextured" gabbros by some authors (e.g., Lippard et al., 1986; MacLeod and Yaouancq, 2000). These gabbros are generally rich in amphibole and locally associated with sheeted dykes. Two main generations of dykes can be found in the Massif respectively striking N120-130° and N160-180°. Sheeted dykes shows a light grey-green to green-brown patina in contrast to the darker coating of isotropic gabbro. Both lithologies display a similar mineralogical composition and are mainly composed of plagioclase and clinopyroxene frequently retromorphosed into hornblende and interstitial Fe-Ti oxides (Table 33). In most cases, hydrothermal alteration results in pervasive transformation of clinopyroxene into chlorite and actinolite. When plagioclases are strongly altered, they are locally transformed into an assemblage of epidote, albite and quartz. Because of their similar mineralogy, the spectra of both lithologies are dominated by the amphibole-rich assemblage constituting only one end member called upper gabbro and dykes (Figure 201b). The mean field spectrum displays ferric and ferrous spectral features near 0.69 and 1.02 μm . The reflectance maximum close to 1.75 μm seems to characterize the presence of amphibole (Figure 202a) (Clark et al., 1993). In the SWIR, a deep band centered near 2.35 μm corresponding to the Mg-OH vibration of both hornblende and actinolite confirms those observations. Nevertheless, the position in wavelength of this band and its width suggests the presence of chlorite and epidote. Both minerals are compatible with the Fe-OH feature near 2.25 and the Mg-OH band and shoulder located respectively at 2.33 and 2.40 μm , masking the 2.38 μm band of amphibole (Figure 202b).

9.5.2.3 Gabbronorite

Gabbronorite is characterized in the field by a brown-yellow to green patina. The field spectra of this rock type displays two main absorption bands. One centered at 0.98 μm and one centered near 2.05 μm (Figure 201b). We interpret the first one as the superposition of the 0.91 μm feature of bronzite and the 1.05 μm band of diopside. Like for clinopyroxene, the exact position of the second band of orthopyroxene is partially masked. The presence of fresh orthopyroxene is however confirmed by a maximum of reflectance near 1.40 μm (Singer, 1981; Clark et al., 1993). Since fresh plagioclases are spectrally featureless a gabbronorite cannot be distinguish from a websterite.

9.5.2.4 Plagioclase-wehrlite

At the base of the crustal sequence plagioclase-wehrlite bodies intrude as sills or laccoliths the overlying gabbro. Toward the top of the sequence, wehrlites are still present with the same mineralogical composition but form smaller bodies (e.g., plugs). In the field, the contacts between these two lithologies are sharp without chilled margins or lobate. A dark patina characterizes outcrops of this unit. The mineralogical composition of wehrlite consists of olivine, clinopyroxene and some

gabbroic (i.e., clinopyroxene and plagioclases) impregnations (Table 33). Because of similar mineralogical composition, some olivine-rich gabbros display similar spectra and will be confused with plagioclase-wehrlites. Olivine is serpentinized up to 30% with 5 to 15% magnetite. No fresh plagioclase remains in this rock, which in turn weathers into prehnite. The wehrlite field spectrum shows a low overall reflectance consistent with the dark aspect of the outcrop (Figure 201b). A broad spectral feature appears near 1.05 μm and is consistent with the presence of fresh unaltered clinopyroxene at the surface. Despite a degree of serpentinization similar to what observed in harzburgite and dunite, the 2.13 μm absorption feature is not visible in wehrlite samples as illustrated by laboratory samples spectra on Figure 203a. This is due to the scattering pattern of elongated magnetite grains in serpentines minimizing the interaction of light within serpentine (Figure 203b) and influencing the spectral signature at the pixel scale. In harzburgite magnetite is always scarce (Figure 203c) and does not affect the spectra. In dunite, when magnetite is present in similar proportions, the grains are rounded and more evenly scattered giving longer path for light interaction within the serpentine (Figure 203d). Therefore, the spectrum of a rock-type is not only a simple linear combination of pure mineral spectra. It is also the result of a complex light interaction between interlocking crystals, which is why we focused our work on rock-types end members. Based on powder mixtures, Singer (1981) demonstrated that amounts greater than 25% of magnetite should mask absorptions features of other mineral species even if those are more abundant. We have shown here that spectral masking can start with 5 to 15% in wehrlites.

9.5.3 Sequences summary

The mineralogical transition between harzburgite and dunite within the mantle sequence will essentially appear through a contrast in the abundance of serpentine and scattered magnetite. Despite common absorption features of oxides and orthopyroxene between 0.90 and 1.00 μm , this wavelength range seems to reveal a relative abundance in orthopyroxene whereas olivine contribution is not visible in the spectra due to its transformation into serpentine as can be seen in dunite. It follows that harzburgites closer to their end member are relatively rich in orthopyroxene and that some apparent dunites may actually be orthopyroxene-poor harzburgite.

In the crustal sequence, the gabbro unit is controlled by both clinopyroxene and plagioclase variations while olivine and alteration products remain relatively constant. The substitution of clinopyroxene by amphibole marks the transition towards the upper gabbro and dykes, while the presence of various amounts of orthopyroxene marks the gabbro-norite spectral signature. Finally, at the bottom of the ophiolite stack, olivine-rich gabbros may look like wehrlite while gabbro poor in olivine content remains like standard gabbros.

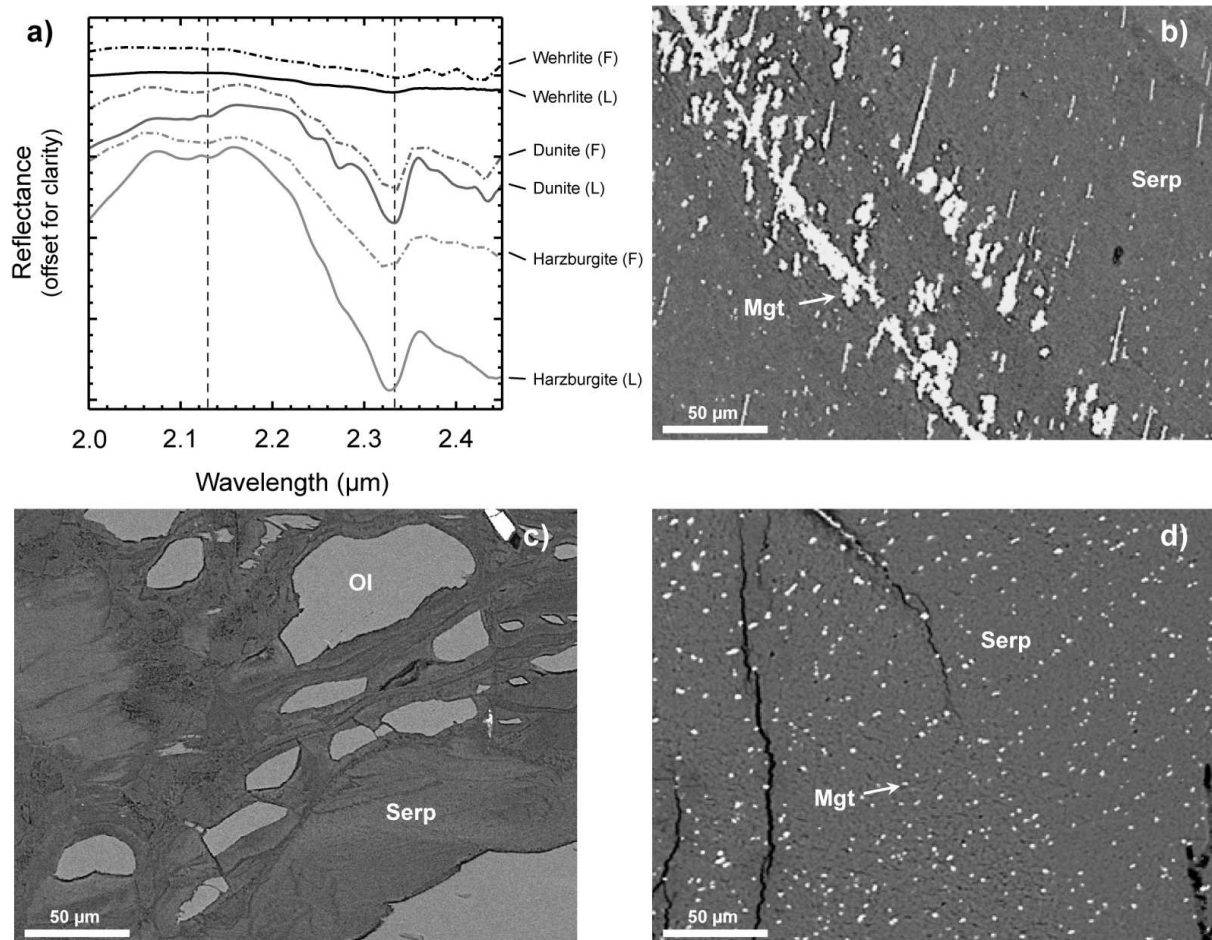


Figure 203 : (a) Laboratory (L) and field (F) spectra of peridotite samples within the SWIR spectral range. Dashed vertical lines highlight 2.13 and 2.31 μm absorption features related to Mg-OH. Scanning Electron Microscope (SEM) images of (b) wehrlite, (c) harzburgite and (d) dunite of the areas corresponding to laboratory spectra (L). Ol: olivine; Serp: serpentine; Mgt: magnetite.

Mg-OH features and the pyroxene content allow to distinguish both sequences from each other. The mantle one displays full Mg-OH features and orthopyroxene whereas the crustal one displays truncated Mg-OH feature and are dominated by clinopyroxene features (see Figure 201a and b).

9.6 Methods

9.6.1 Calibration to ground reflectance

In order to check spectral signature compatibility between airborne and field spectra we measured extreme dark and bright targets (arrow in Figure 197b) on the day and time of the survey. The black control point chosen for this purpose was a desert pavement made of dark pebbles of peridotite covered by a black coating. The bright surface was a sabkha made of very fine beige featureless dust. In spite of the atmospheric correction provided by HyVista, differences appear between the airborne and field spectra (Figure 204). Those are: (a) local overestimate (atmospheric residue), (b) drop in

reflectance between 1.70 and 1.80 μm , (c) unexpected peak at the place of the Mg-OH absorption feature of serpentine, and (d) reflectance drop beyond 2.40 μm . Because the dark surface introduces more artificial noise than correction, we calibrate against the bright surface only, following Eq. (9.1):

$$\rho_{calib} = \rho_{img} \cdot \frac{\rho_{bf}}{\rho_{bi}} \quad (9.1)$$

where ρ_{calib} is the calibrated spectrum, ρ_{img} the reflectance spectrum of a given pixel, ρ_{bf} the spectrum of the bright surface measured on the field and ρ_{bi} the mean spectrum of the same target acquired by HyMap.

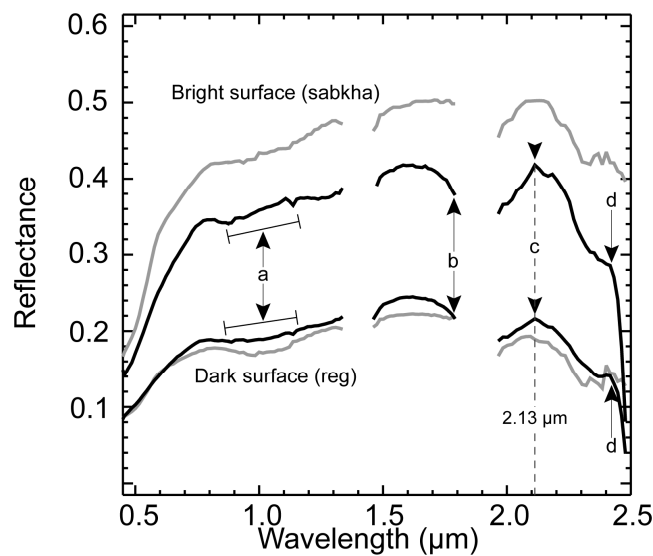


Figure 204 : Field reflectance spectra of homogenous surfaces of sabkha and reg used to calibrate the HyMap data. Artefacts are localized by the letters and discussed in the text.

9.6.2 Surface scattering and shadowing effects removal

Photometric variations in a high-relief mountainous area like in the Sumail Massif can strongly modify the albedo and the spectral shape. This is well observed on Figure 205a where a sunlit gabbro surface spectrum displays higher reflectance values than a shadowed surface spectrum for the same lithology. Other deviations can occur with targets acquired at different scales (Friedl et al., 1995; Chen, 1999) such as in the field or by a remote sensing instrument as shown on Figure 205b. In the laboratory, rock samples preparations introduce additional scattering as illustrated in Figure 205c by the comparison between rough and sawn rock surfaces. Other photometric variations also arise because of grain size and distribution variation between lithologies having similar mineralogical compositions (e.g., Cord et al., 2005). For example, in the 0.40 - 2.50 μm wavelength range, fine grain sizes tend to increase the albedo of a lithology while large grain sizes induce deeper absorption

features (e.g., pyroxenes in Singer, 1981 and Clark et al., 1993). Since spectral identification rely on shape comparison and spectral matching, it seems necessary to remove those effects.

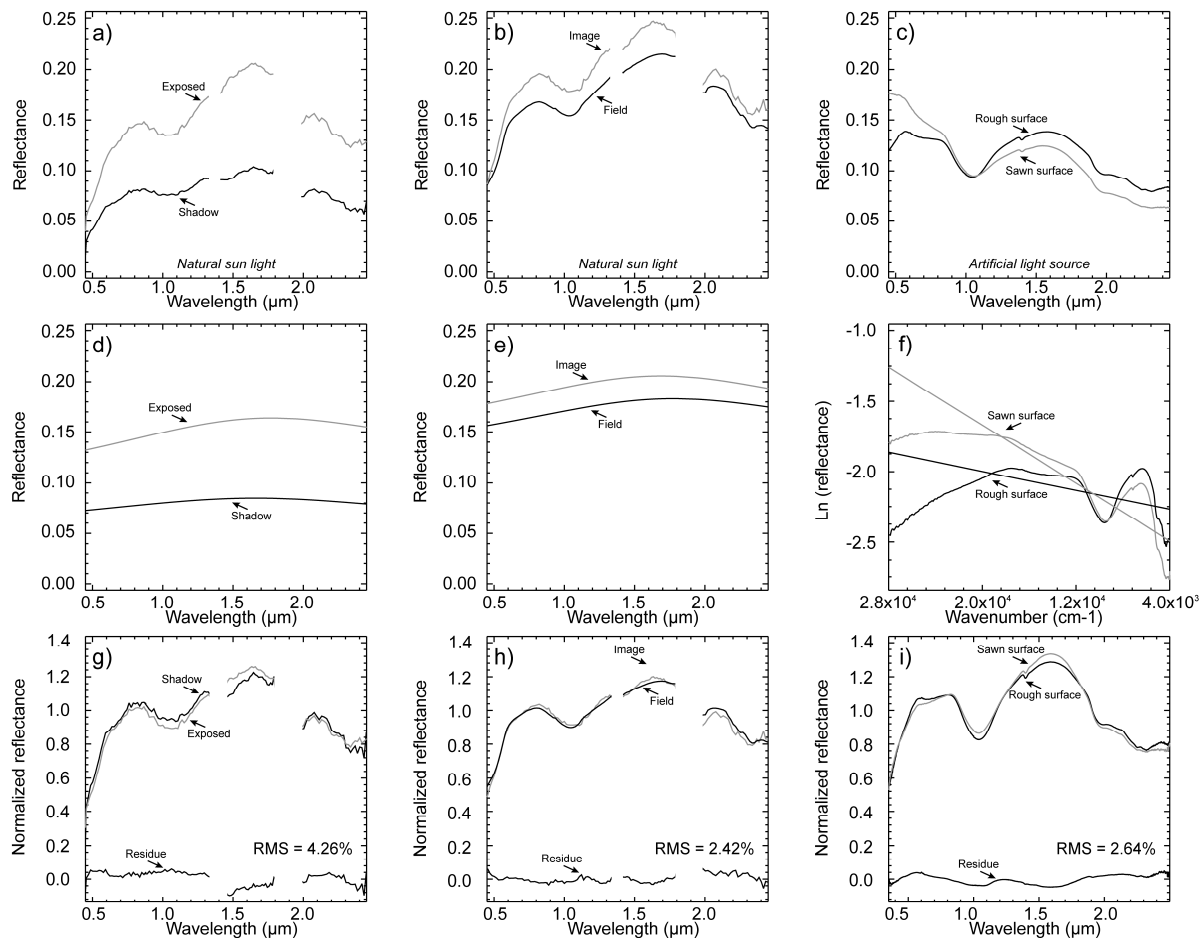


Figure 205 : (a) Exposed and shadowed surface gabbro spectra acquired by HyMap under natural sun light. (b) Homogeneous gabbro surface spectra acquired by both ASD and HyMap spectrometers at different scales but with the same light source. (c) Laboratory ASD spectra of rough and sawn surfaces acquired on a gabbro sample having a homogeneous mineralogical composition under controlled artificial light source. (d and e) Trend curves resulting from a low pass-filter of spectra shown on Figure 205 6a and b. (f) Straight-line trend in a wave number and in a logarithm reflectance space of spectra displayed on Fig 6c. (g, h and i) Normalized spectra for the three cases showing a good match between all samples confirmed by a quite flat residue spectra and low RMS values.

By dividing each spectrum by a straight line defined as a convex hull fitted over the top of a spectrum (Clark and Roush, 1984) the entire continuum can be removed. This task is useful to isolate absorption features. However, since the continuum also contains information related to internal grain size and their distribution making the difference between lithologies having similar mineralogical compositions, we do not want to remove the whole continuum but only the components linked to surface states like section roughness for example. In this way, Combe et al. (2005, 2006) proposed to subtract a continuum fraction based on a straight-line function in logarithm reflectance space and in

wavenumber as established by the MGM procedure (Sunshine et al., 1990). This method fixes the continuum between given points. When a spectrum, which is a complex mixture of surface diffusion and absorption, shows reflectance maxima at different wavelengths regions (e.g., see gabbro and upper gabbro and dyke spectra in Figure 201b), data can be slightly modified by the selection of a particular interval. Since a large trend seems to drive the discrepancy between samples shown in Figure 205a, b and c, we choose to extract this general pattern. A basic low-pass filter allows the identification of the main surface light scattering due to pixel or sample roughness. The following equation 9.2 (A. Mocquet, pers. comm.) gives the Gaussian coefficients of the filter.

$$A(\lambda) = 0.5 \left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\tau} \right)^2 \quad (9.2)$$

where A is the reflectance amplitude, λ_0 is the band centre, λ is the wavelength and τ is the full width half maximum (FWHM) of the Gaussian curve. A division of the spectra by its trend (Figure 205d and e) removes all features smaller than τ and allows a good match between spectra (Figure 205g and h). However, it also removes the albedo.

Sawing samples produce fine scratches arranged in stripes that scatter the light intensively in short wavelengths. In this case, the trend is a straight-line in a wavenumber (Eq. 9.3; Figure 205f).

$$\rho_t(\lambda) = a \cdot \lambda^{-1} + b \quad (9.3)$$

The division of that trend (ρ_t) to the sample spectra (ρ_s) for each wavelength (λ) gives a normalized reflectance (ρ_n) as follows (Eq. 9.4) without albedo record.

$$\rho_n(\lambda) = \frac{\rho_s(\lambda)}{\rho_t(\lambda)} \quad (9.4)$$

Figure 205g, h and i illustrate three applications showing that this procedure allows to retrieve a perfect match (RMS lower than 5%) between samples presenting various surface roughness without altering their signature. Because of the loss of albedo, as stated before, this method is only suitable to the analysis of sharpen spectra.

9.6.3 Building a synthetic database for fractional cover and member estimation

It has been shown in the previous section that non-linear mixing can occur between minerals constituting one of the main rock-types of the ophiolite. Intimate mixtures occur when photons interact with more than one material at a fine-grain scale and are generally non-linear (Nash and Conel, 1974; Singer, 1981). Therefore, a rock spectrum is not a linear combination of single mineral spectra. In order to consider this, it would be necessary to use radiative transfer theory such as the one developed by Hapke (1981, 1993) taking into account the exact imbrications of minerals within a rock-type and based on their optical properties. Since it is not yet possible at the image scale, we choose to use a strategy developed for biomass quantification on mudflats (Mélédér et al., 2003; Combe et al., 2005)

and build a spectral library containing all possible surface combinations between end members, which are in-fact different proportions of intimate mixture of identical components.

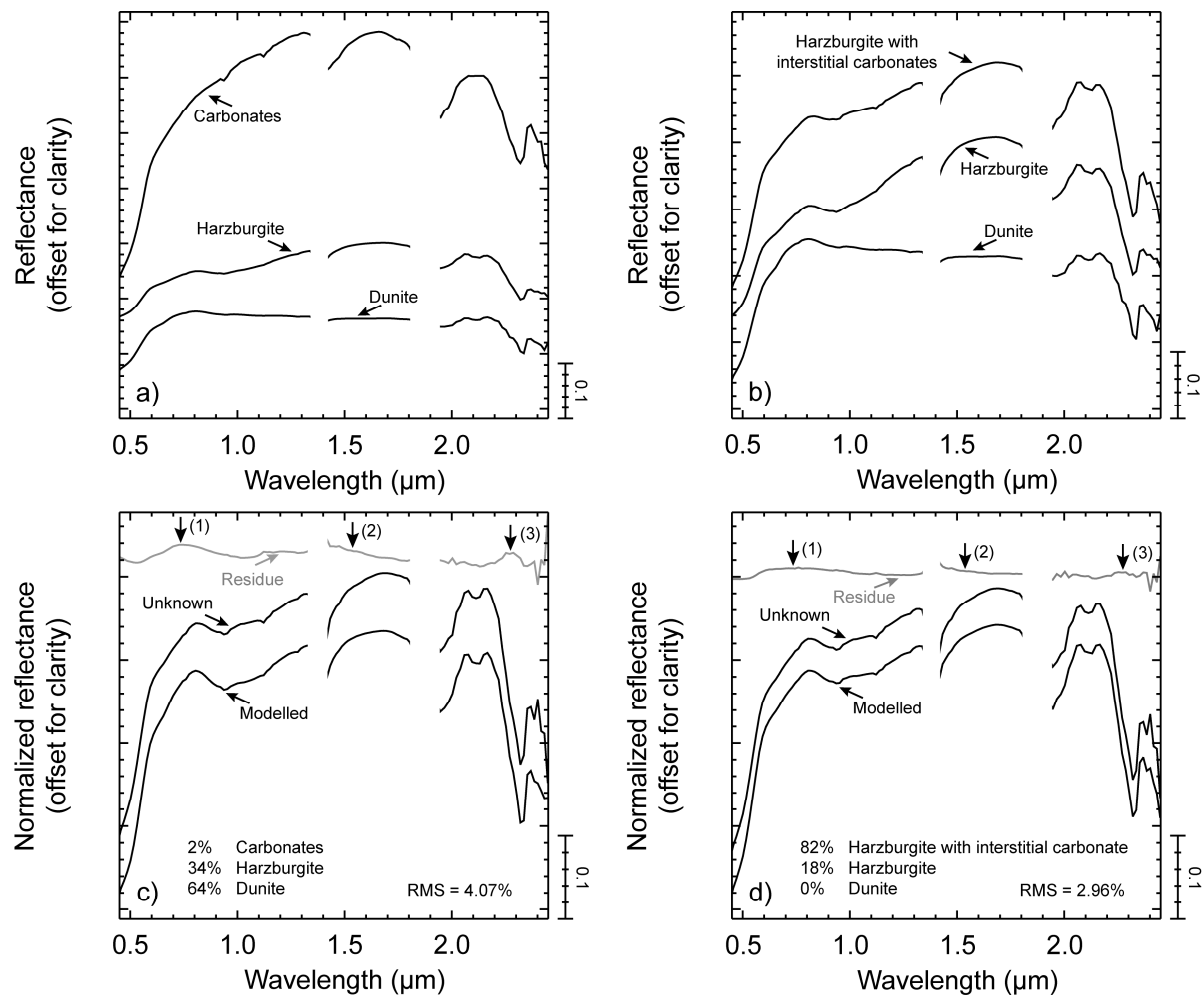


Figure 206 : Field spectra of two peridotites (e.g., harzburgite and dunite) with respectively: (a) a carbonates-rich surface spectrum, and (b) a harzburgite with interstitial carbonates spectrum target. Both triplet end members are linearly mixed to identify the spectrum, which matches the best to the "unknown" surface spectrum composed by a harzburgite intimately mixed with tiny veins of carbonates (c and d). The residue spectrum and the RMS give the difference between both spectra. The fraction of each end member modelling the "unknown" spectrum is indicated. Numbered arrows display interesting features and are discussed in the text.

The choice of the end members is essential for the application of such strategy. This is well illustrated by the following example, where we try to model a field spectrum characterizing a surface composed by a harzburgite with intimate tiny veins of carbonates (called thereafter "unknown" spectrum) by using two triplets of end members. The first one, composed by both harzburgite and dunite spectra considers carbonates as a third end member (Figure 206a), while the second triplet uses both peridotite spectra and takes the "harzburgite with interstitial carbonates" as a third class (Figure 206b). In the first scenario (Figure 206c), the "unknown" spectrum is modelled with 64% of dunite,

34% of harzburgite and by only 2% of carbonates which could be neglected because of a higher residue at 2.30 μm (e.g., arrow 3). The second end member combination (Figure 206d) allows to model the "unknown" spectrum by considering 82% of harzburgite with interstitial carbonate, 18% of harzburgite and no dunite, with a lower RMS (see arrow 3). Moreover, it allows to focus our attention on the particular shape of the 2.30 μm absorption feature which would have been omitted with the first combination triplet. Consequently, we will consider each spectrum of rock-type, with its particular intimate mixture of mineral imbrications, as a full end member. However, since a few rock-types may occur in a pixel area, we have to consider their linear mixture at that scale (Singer and McCord, 1979). The library is built by combining all end members following Eq. (9.5).

$$\rho_{mix}(\lambda) = \sum_{i=0}^N x_i \cdot \rho(\lambda)_i \text{ with } \sum_{i=0}^N x_i = 1 \quad (9.5)$$

where ρ_{mix} is the reflectance of the mixed spectrum, ρ_i is the reflectance of the surface end member i , and x_i is the fraction of each constituent. Since most of the end members are made of the same mineralogy and vary from each other only because of intimate mineral imbrications the inverse method may give unexpected results as discussed later.

9.6.4 Spectral partition of the ophiolite sequence

The construction of a spectral library from numerous end members can quickly reach a great number of synthetic spectra. As shown previously, distinctive lithologies describe each unit of the ophiolite sequence (Figure 198) and those are not necessary in contact with each other except in the transition zone. In order to avoid non-existent mixtures and to optimize computing time, we chose to split the data into two sets, based on the fact that the mantle sequence shows full Mg-OH features and orthopyroxene, whereas there is a truncation of the Mg-OH feature and mostly clinopyroxene in the crustal sequence. A simple index built on the characteristic M shape of Mg-OH bands (Figure 207a) as defined by Combe et al. (2006) could help to split the image into mantle and crustal sequence. Unfortunately, because of the noise level of a part of the image we had to use instead the 2.16 - 2.31 μm interval (Figure 207b) and check the curvature at 2.20 μm . A combination with the clinopyroxene absorption index, using the band center at 1.07 μm and shoulders at 0.96 and 1.20 μm , is also necessary to avoid ambiguities between dunites and wehrlites since they are alike in transition areas between mantle and crustal sequences. The association of both indices, covering two discrete wavelength intervals leads to the following partition index (Eq. 9.6):

$$I_p = \sqrt{\frac{1}{4} \frac{(B_{1.20} + B_{0.96})(B_{2.16} + B_{2.31})}{B_{1.07} \cdot B_{2.20}}} \quad (9.6)$$

The resulting image displays a bimodal histogram from which it is easy to split both sequences (see Figure 211a).

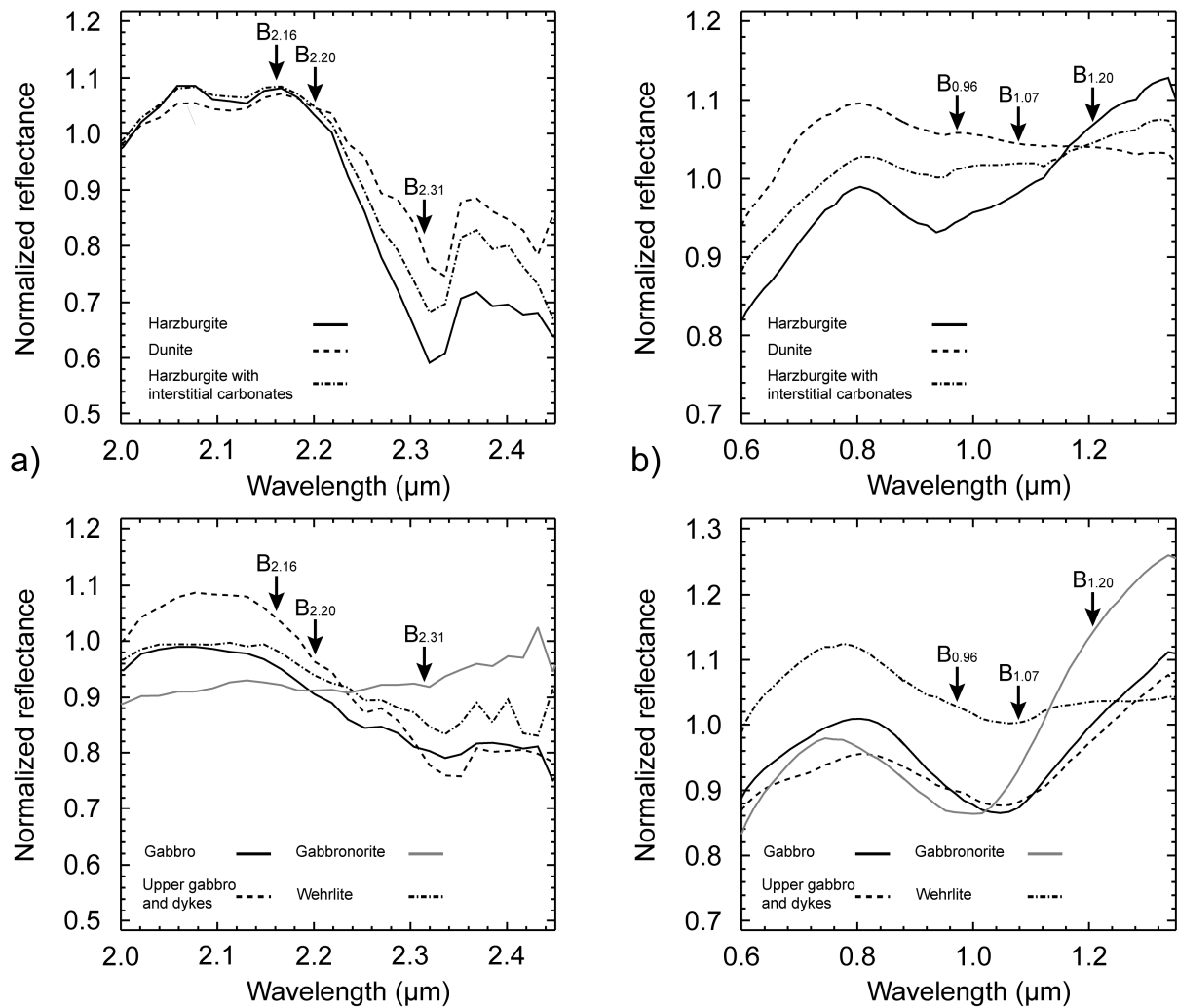


Figure 207 : Discrete wavelength intervals illustrating weak shape differences in the SWIR (a) and in the VNIR (b) of both ophiolite sequence end members. Bands used to perform the partition index I_p are indicated by black arrows.

9.6.5 Choosing a metric to compare spectra

As shown on Figure 205a and g, image and field spectra should match each other perfectly. No albedo remains so straight calculation of distance between spectra should be sufficient to identify each combination of the library. The Spectral Distance (SD) consists in calculating the absolute difference in length between vector v and w as given by Eq. (9.7) (Bakker and Schmidt, 2002).

$$SD(\vec{v}, \vec{w}) = \|\vec{v} - \vec{w}\| \quad (9.7)$$

Each pixel spectrum distance to a library spectrum is given by applying Eq. (9.8):

$$SD(\vec{v}, \vec{w}) = \sqrt{\sum_{\lambda} [\rho_v(\lambda) - \rho_w(\lambda)]^2} \quad (9.8)$$

where λ is the wavelength of the n-bands, ρ_v the reflectance spectrum of the pixel and ρ_w that of the library spectrum. To avoid noisy channels at both detector ends we constrain the SD calculation to the

0.54 and 2.40 μm interval. In case of subtle variations between spectra, SD varies from 1 to 0 whereas unrelated spectra produce large variations of useless SD values. In order to be more discriminant between similar shape spectra we propose to use the inverse distance (Eq. 9.9):

$$I_d = \frac{1}{SD} \quad (9.9)$$

In this case, I_d tends toward zero for spectra completely different from each other and becomes extremely sensitive to significant little changes when spectra are similar (i.e., values greater than 1). To avoid infinite number we exclude all distances (SD) smaller than 0.0001, which in fact correspond to a perfect match. The greatest I_d value designates the best match between the spectrum of a pixel and one from the library. Pixel having an I_d smaller than 1.5 are removed to avoid unmodelled spectra or unknown lithologies. Such I_d threshold corresponds to the minimum value computed for the seven ground control points and their corresponding image spectra.

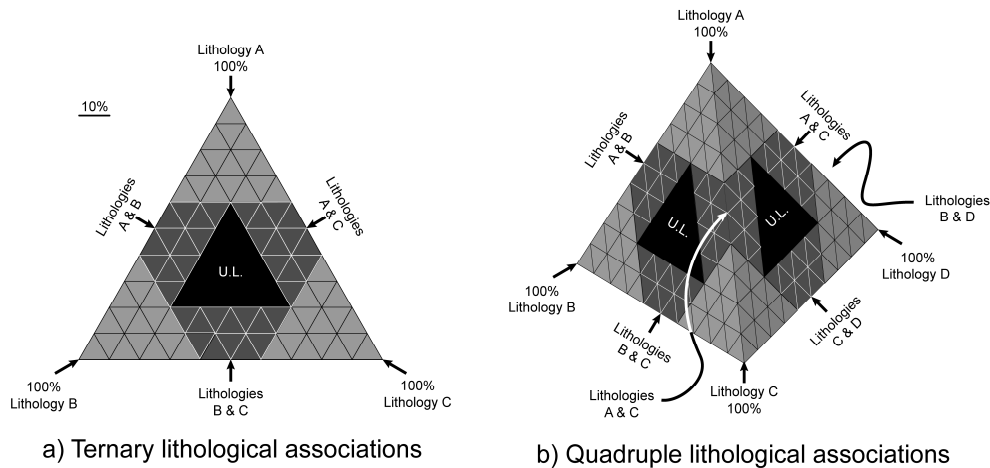


Figure 208 : Diagrams illustrating the classification method applied to develop the geological map. It is based on the combination of the fraction cover given by a ternary (a) or a quadruple (b) lithological association. End members are located at the ends of triangles while associations are in the edges. When the 3 or 4 lithologies display similar proportions, no one is dominant and corresponding pixels are defined as undifferentiated lithologies (U.L.).

9.6.6 Establishing the geological map

The size pixel (6×6 m in this study) of airborne imagery helps to improve the geological mapping of the Sumail Massif, particularly in areas not yet prospected. However, detailed mapping of any embedded material or fault is impossible at the scale of a map. A significant gathering between lithology is necessary. According to our field observations, one lithological end member making more than 60% of a pixel is set that end member class, as shown in Figure 208a for 3 end members and Figure 208b for 4 end members. When two end members make up to 80% of a pixel, typically 40% each, it is set to be a characteristic association of both end members. Pixels where no lithology reaches

40% are undefined and set as undifferentiated lithologies. This geological classification allows presenting the mantle sequence in seven geologic units and the crust in eleven geologic units.

9.7 Results

9.7.1 Lithological mapping

The full tracks images mosaic (Figure 209a) covers different dates and times of acquisition with changing weather conditions and, unfortunately darkened areas due to cloud shadowing. The trend normalization (Figure 209b) allows to quickly visualize the crustal and mantle sequences in a simple color composite using three SWIR channels, at 2.30 (red), 2.16 (green) and 2.02 μm (blue). This last interval was chosen in a spectral range characteristic of serpentine and clay minerals but also less sensitive to bad weather conditions imprint. The mantle sequence appears in "green-cyan" because of the drop of reflectance near 2.30 μm characterizing (serpentinized) harzburgites and dunites spectra (Figure 210) while the crust (mostly free of serpentine) appears "red-magenta" (Figure 210). Field checks confirmed that "magenta" pixels are mainly gabbros (e.g., A₁), "purple" are pyroxene-rich gabbros (e.g., B₁), "violet" are wehrlites (e.g., C₁) and "white-pink" correspond to intrusive dykes (e.g., D₁). In the south of Muqzah, a crustal block appears more "reddish" (e.g., E₁) because of orthopyroxene abundance inducing positive slope from 2.00 to 2.50 μm (Figure 210). Sedimentary formations of the Jabal Al Akhdar appear in "white-pink" in the southwestern edge of the image (e.g., F₁) and has been removed in the subsequent figures.

The partition index map (Figure 211a) display a bimodal distribution (Figure 211b) with a threshold allowing to divide the data in mantle and crustal sequence. One of the interests of this partition is to enhance the contrast between end members of each sequence (Figure 212a and b). The lower part of the mantle section mostly characterized by harzburgites is now "green" (e.g., A₂) and the upper part more intensively serpentinized appears "magenta" (e.g., B₂). In the crust, the gabbro (e.g., C₂), pyroxene-rich gabbro (e.g., D₂) and dykes (e.g., E₂) remain "magenta", "purple" and "white" respectively, while wehrlite becomes "blue" to "violet" (e.g., F₂). South of Muqzah the same "red" colour suggests a lithology enriched in orthopyroxene (e.g., G₂).

Most of *in situ* rocks crop out at hilltops. Products of erosion often form in place and display short transport down the hill. They can also undergo significant transport and settle in alluvial fans or along wadis, but rubbles and gravels keep the same lithology and may present fresher minerals because of patina abrasions. Consequently, Quaternary formations are accumulation of mantle and crustal materials carried over any other rock-type (e.g., wadis composed of crustal fragments H₂ or on the contrary of mantle rocks I₂). Thus, it is impossible to map them without geological interpretation. Despite those Quaternary deposits, we are able to propose a new Moho limit (e.g., dashed line in Figure 212a and b).

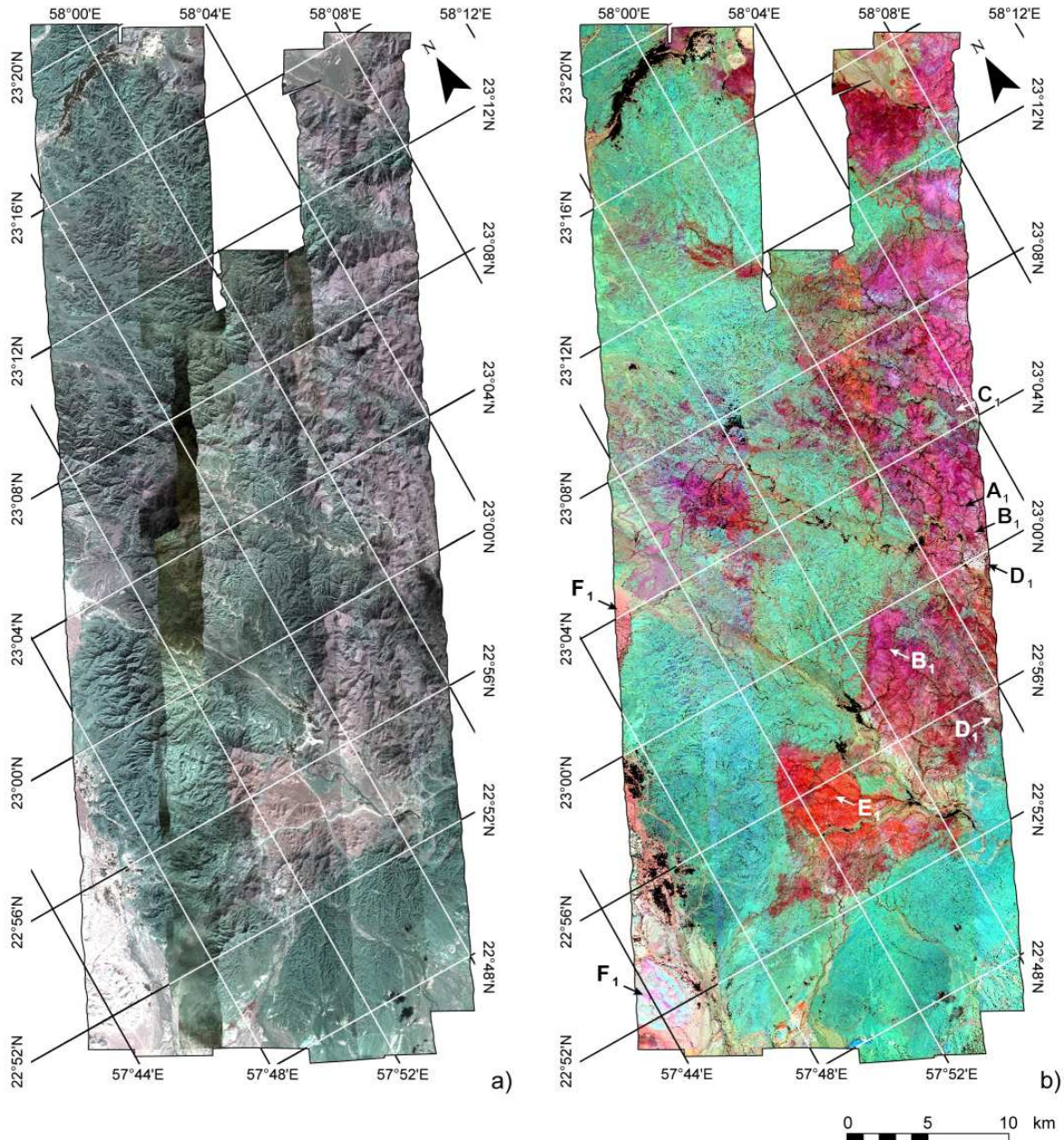


Figure 209 : (a) Colour composite image of HyMap (red: 2.30 μm ; green: 2.16 μm ; blue: 2.02 μm). (b) The same HyMap colour composite image with normalized reflectance. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.

9.7.2 Fractional cover mapping

9.7.2.1 Mantle sequence

As expected, harzburgite is the most abundant lithology of the mantle sequence (Figure 213a), in the NNE as well as in the SSW of the Massif (e.g., A₃). Both areas display major cover fractions, higher than 70% in their periphery and reaching gradually 100% while approaching the centre. On the other hand, the occurrence of harzburgite decreases (e.g., B₃) to the benefit of dunite, reaching

proportions higher than 60% in the Maqsad area (e.g., C₃ in Figure 213b). Similar dunite proportions are also found in the eastern side (e.g., D₃) lying beneath the petrological Moho. Moreover, cover rates ranging from 40 to 60% emphasize two parallel structures oriented NW-SE (e.g., E₃) seen as fault imprint. Finally, harzburgite with interstitial carbonates looks quite diffuse in the previous units (Figure 213c). This end member rarely exceeds 50% in restricted areas among harzburgites (e.g., F₃). However, some outcrops showing surface proportions greater than 80% are expected near Muqbariyah (e.g., G₃) or along parallel structures striking N30-40° (e.g., H₃).

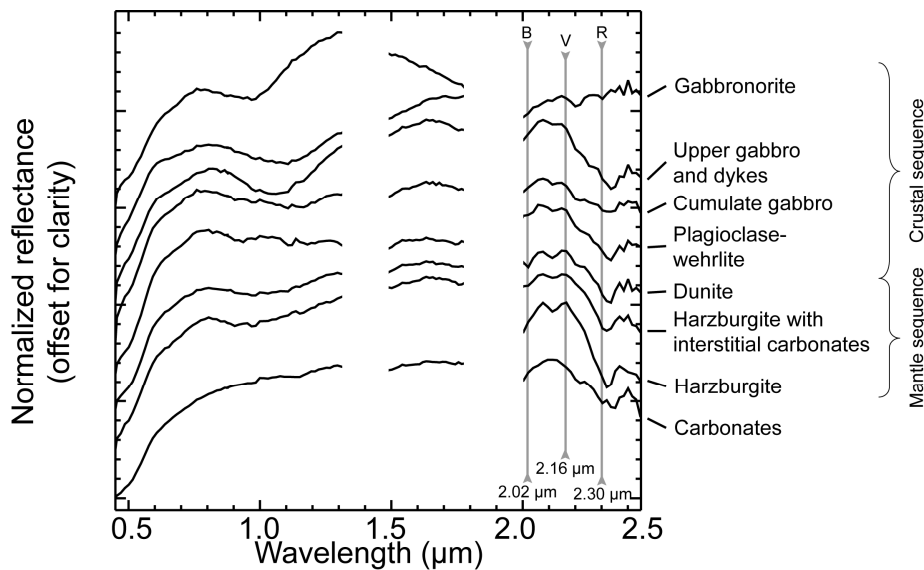


Figure 210 : Normalized HyMap spectra of the main lithological end members. The grey vertical lines mark the three bands used to visualize the ophiolite sequence in Figure 209.

9.7.2.2 Crustal sequence

The spectral distance between image and gabbro outcrops permits to define an isolated block at the south of Muqzah (Figure 214) with I_d greater than 1.5. Consequently, we split the crust in two parts, to optimize the fractional cover analysis. We use a three end members (gabbro, wehrlite and upper gabbro and dykes) library in the north, and only add a fourth end member (gabbro) for southern block analysis.

The gabbro unit (Figure 215a) tends to be localized in spots with fraction covers greater than 70%, near Nidab (e.g., A₄), Mahram (e.g., B₄), northeast of Sayma (e.g., C₄) and Hamitha (e.g., D₄), and in the northwest of the southern block (e.g., E₄). The upper gabbro and dykes unit displays proportions ranging from 40 to 70%, localized along lineaments regularly spaced approximately every 10 km (Figure 215b). Such structures crosscut the whole crust and seem to be oriented NE-SW in the north (e.g., F₄), while turning NNW-SSE in the south (e.g., G₄). The wehrlite end member looks overabundant within the crust compared to our field experience (Figure 215c). However, areas showing rates higher than 70% are relatively limited. Those outcrops are found as large corridors

oriented NW-SE (e.g., H₄), as stocks (e.g., I₄) or as long and narrow structures striking NE-SW (e.g., J₄). Areas having proportions ranging from 20 to 40% are more common and often confused with gabbro outcrops (e.g., K₄). It seems that multiple narrow injections of wehlite in gabbro tend to be mapped as the wehlite end member. In the southern block, wehlite (e.g., L₄) clearly alternates with gabbro (Figure 213) outcropping in parallel banks showing both values higher than 60% (e.g., M₄).

9.8 Discussion and interpretation of results

The fractional cover maps display the spatial distribution of both harzburgite and dunite end members within the mantle section confirming the differentiation observed in previous colour composite images: a mantle characterized by an orthopyroxene/olivine-serpentine assemblage and becoming progressively enriched in serpentine and depleted in orthopyroxene as the Moho is approached. The Muqbariyah Shear Zone (Amri et al., 1996) is emphasized by the dunite (or orthopyroxene depleted harzburgite) end member. More sensitive to fluid circulation, sheared harzburgite produces more secondary serpentines from both olivine and orthopyroxene. It appears depleted in orthopyroxene, displays dunite-like spectra and leads to an over estimation of dunites. The scattered nature of carbonates within harzburgites reveals areas that are more serpentinized, in which this secondary product forms. In addition, much localized high concentrations appear in water-table fluctuation zones, mainly along wadis.

The lithological discrimination of crustal units is much more complex due to similar mineralogical compositions for the various lithologies, which thus appear spectrally similar. This phenomenon can explain why wehlite is the more widespread identified unit for this section while our previous geological mapping has shown that gabbro and olivine gabbro were the dominant lithologies in the crustal section. Differentiating a gabbro rich in both olivine and magnetite from a wehlite can even be a difficult task in the field requiring careful examination and, in most cases, thin sections. The upper gabbro and dykes end member characterizes areas of strong but localized hydrothermal alteration, supported by the spectral signature of hydrated minerals such as amphibole. A gabbro unit characterizes the southern crust while the northern region seems to be more gabbroic, i.e. with only one pyroxene in both gabbro and wehlite.

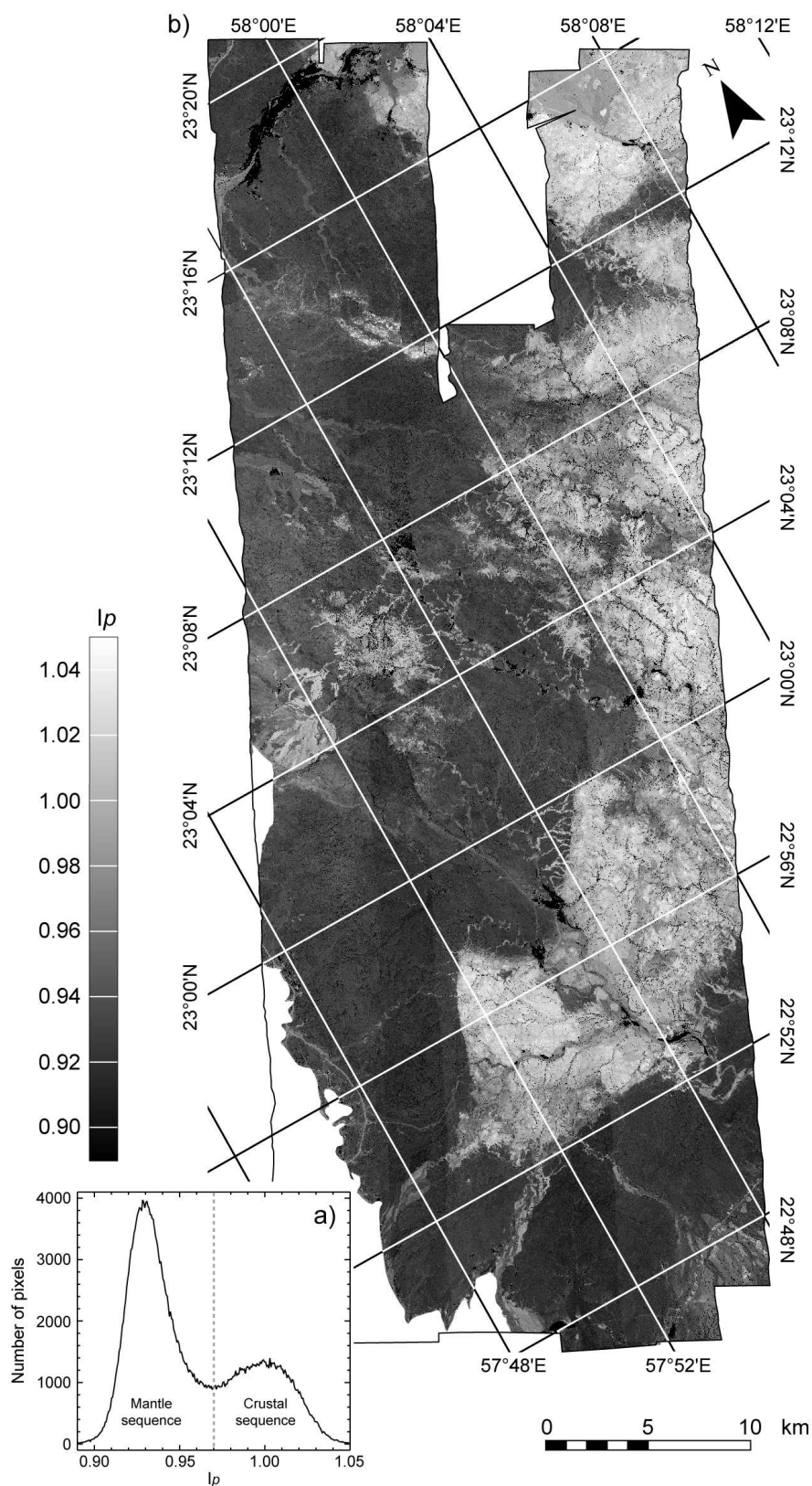


Figure 211 : (a) Histogram illustrating the distribution of I_p according to the number of pixels. The mantle and the crustal sequence are highlighted by a bimodal distribution. The dashed vertical line emphasizes the threshold value of 0.97 used to split the image into two ophiolite units (i.e., mantle and crust). (b) I_p greyscale image showing the distribution and extent of the mantle (dark) and the crustal (bright) sequences.

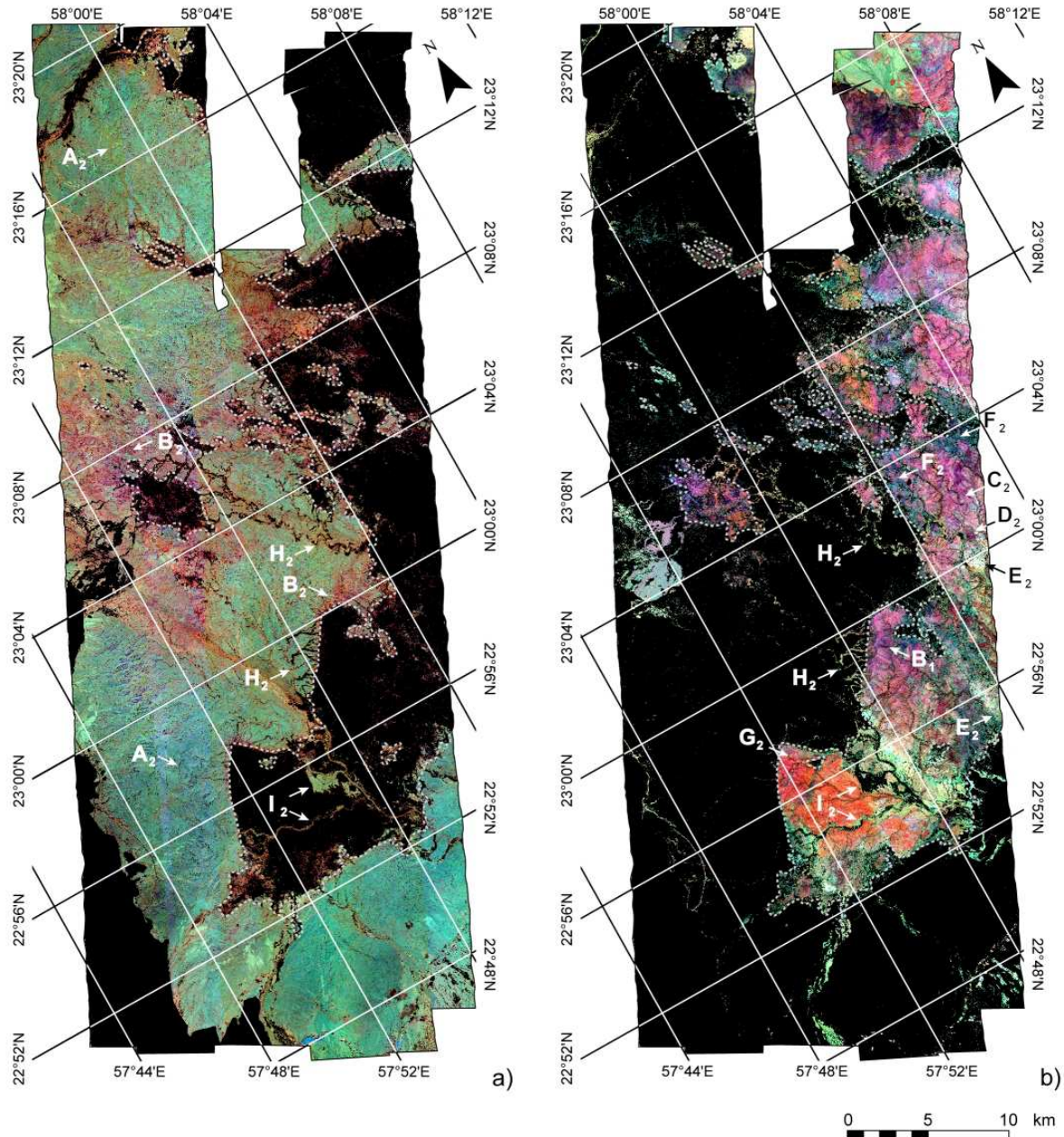


Figure 212 : Same colour composite images as on Figure 209 showing the partition of the whole dataset into the mantle (a) and the crustal sequence (b). The dashed white line indicates the boundary, which is the petrologic Moho. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.

Such a dichotomy between an orthopyroxene-bearing crustal sequence SW of the Muqbariyah shear zone and an orthopyroxene-devoid crustal sequence to the NE of this fault is consistent with an independent data set: the Muqbariyah shear zone is a major structural feature separating two segments of the Oman ophiolite that experienced contrasted petrological evolutions. Python and Ceuleneer (2003) mapped the distribution of the various kinds of igneous dykes cross cutting the mantle section. These features are interpreted as previous channels for the melts feeding the overlying magmas chambers where the crustal cumulates eventually crystallized. In the Maqсад area, to the NE of the

Muqbariyah shear zone, these channels are made of troctolites (olivine + plagioclase) and of olivine gabbros (olivine + plagioclase + clinopyroxene); these are the crystallization products of MORB-like melts (olivine tholeiites) produced within the Maqsad diapir. In the mantle section SW of Muqbariyah, mantle dykes are of gabbro-norite (clino- + orthopyroxene) and gabbro-noritic (plagioclase + clino- + orthopyroxene) composition. These are the crystallization products of melts richer in silica than MORB, typically of andesitic composition. The abundance of orthopyroxene in the crustal section SW of Muqbariyah, revealed by the present study, and its virtual absence from the crustal section related to the Maqsad diapir (present study and Amri, 1995) confirms that the mantle and the crust in a given area of the Oman ophiolite have experienced a common tectonic and petrogenetic evolution.

The lithological map derived from hyperspectral imagery (Figure 217) correlates with the one we established previously with the classical tools of geologists (field survey and aerial photographs) or with that shown on Figure 199. However, some important differences arise due to mineralogical variations not identified before, to the lack of accuracy on a global scale inherent with the traditional approach, and to the fact that the eye of the geologist and the HyMap instrument are not, strictly speaking, sensitive to the same differences in mineral proportions. Variations in the olivine/orthopyroxene ratio revealed by the hyperspectral survey were not detected during our previous mapping but are fully consistent with the location of a mantle diapir determined on the basis of structural mapping (Ceuleneer et al., 1988). The over-estimation of dunite with respect to Figure 199b is due to spectral similarities along faults already discussed.

Such mineralogical variations are also visible near Muqbariyah (Figure 217a). The presence of carbonates, detected by Combe et al. (2006), is mapped for the first time and confirmed by field observations of calcrete. Our previous geological mapping had revealed the abundance of clinopyroxene-rich intrusions (pyroxenites and gabbro-norites) aligned along a N120° axis in the northern part of the Sumail Massif. The present survey allowed us to determine more accurately the boundaries of some of these intrusions, among the richest in clinopyroxene (Figure 217b).

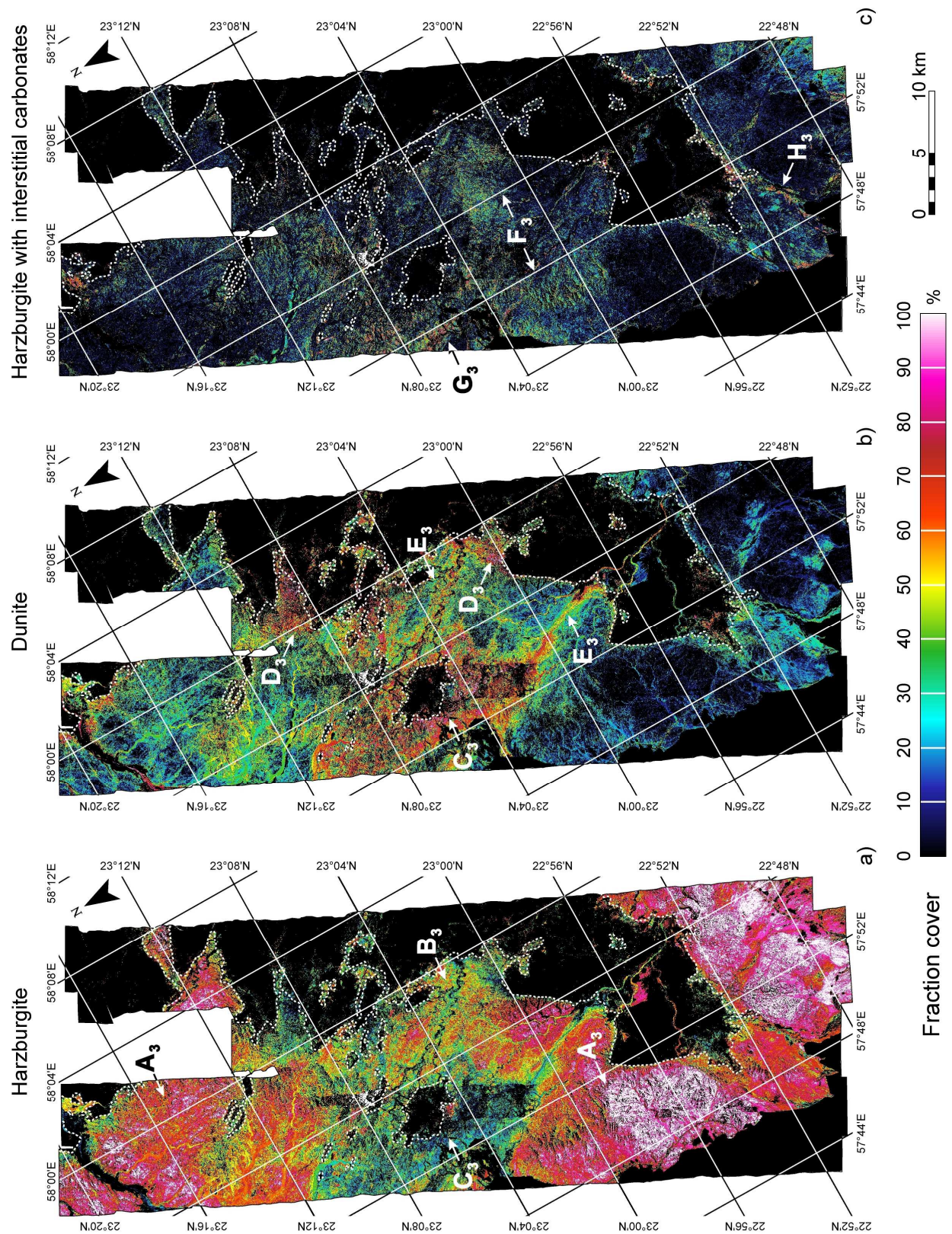


Figure 213 : Fraction cover maps of mantle end members: (a) harzburgite, (b) dunite and (c) harzburgite with interstitial carbonates (see colour code bar for scale). The Moho boundary is indicated in normal dash line. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.

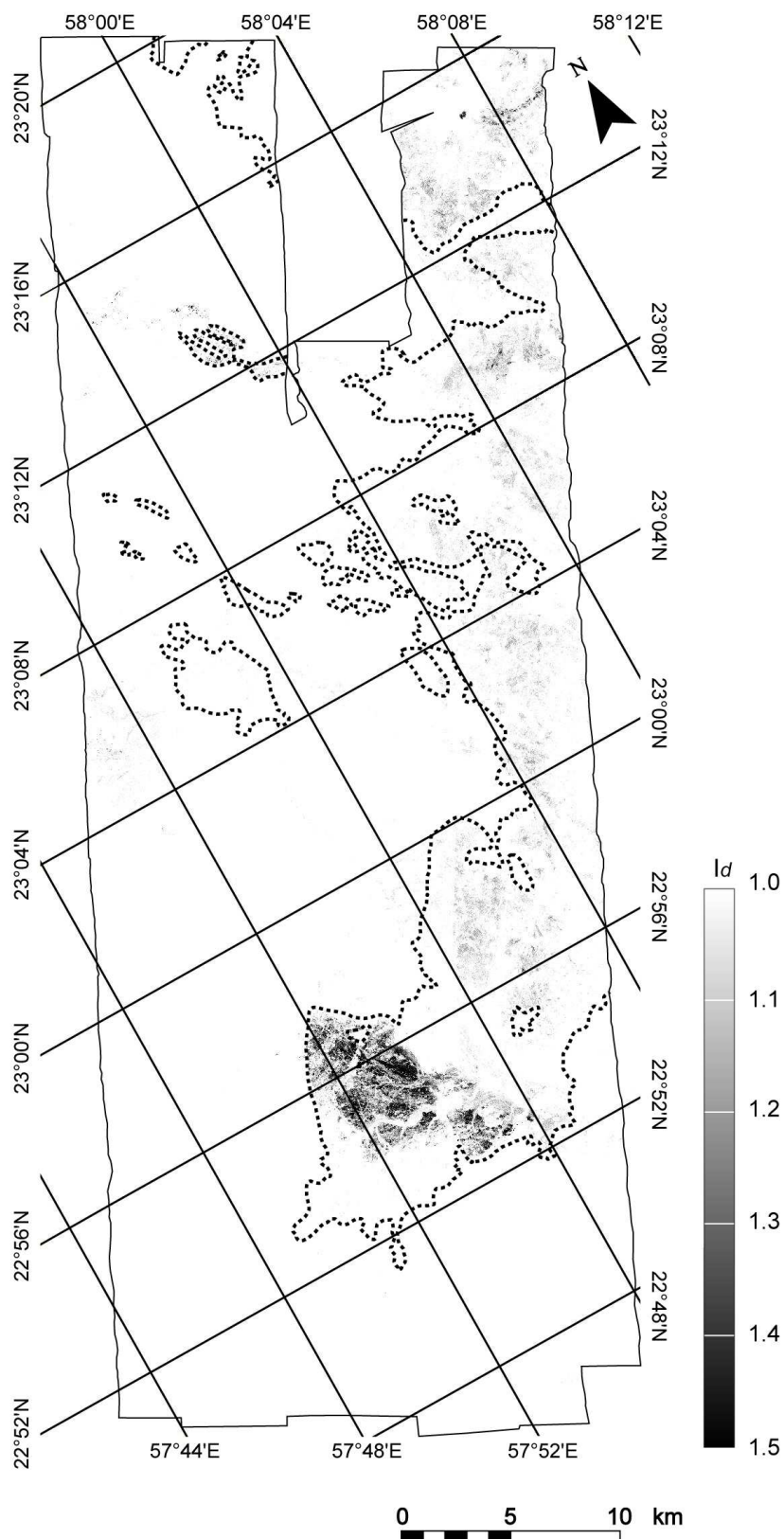


Figure 214 : I_d map of the gabbro-norite end member showing its presence in southern part of the crust.

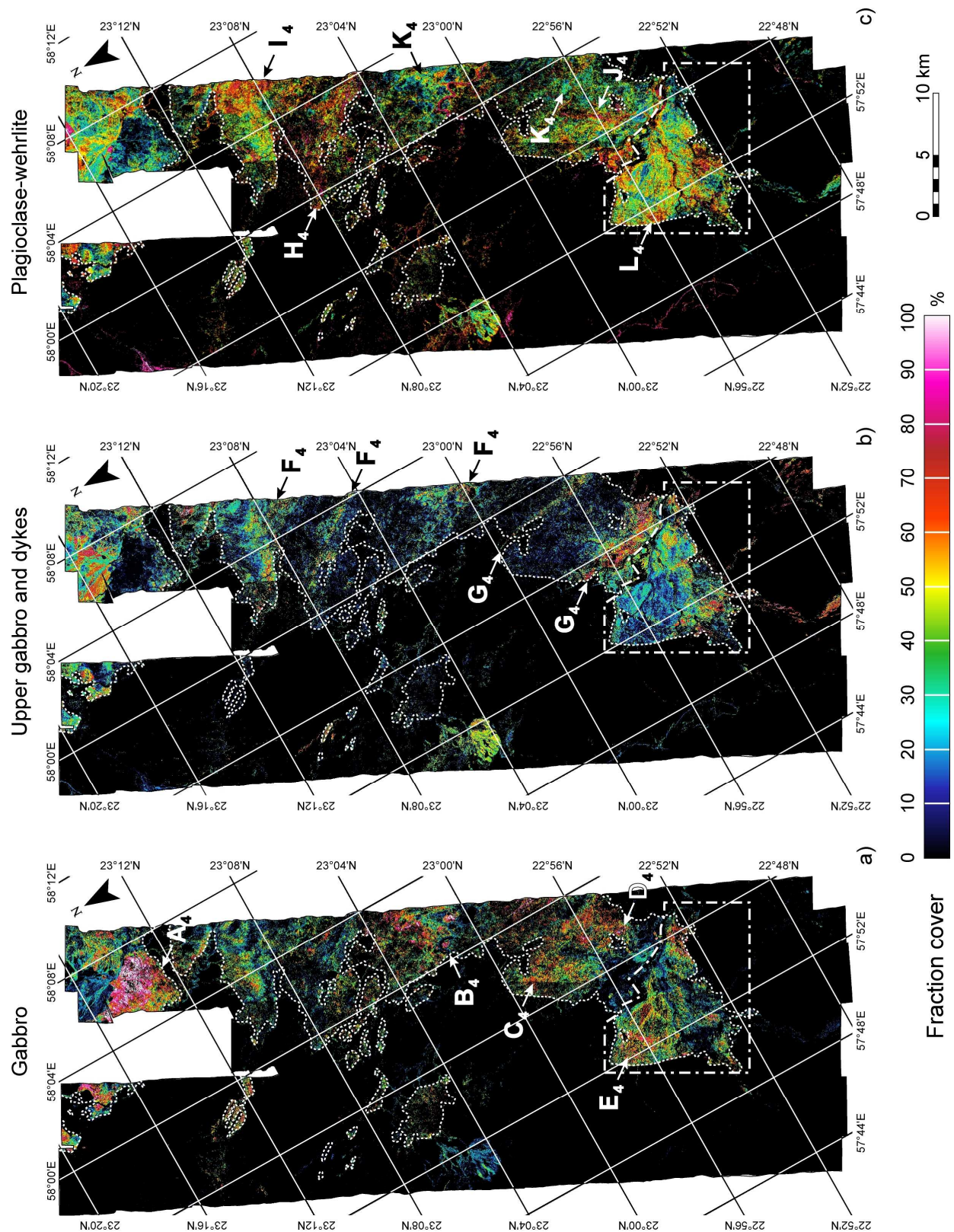


Figure 215 : Fraction cover maps of crustal end members: (a) gabbro, (b) plagioclase-wehrlite and (c) upper gabbro and dykes (see colour code bar for scale). The bold dash-dot frame indicates the area treated with four end members, instead of three end members. Arrows identify interesting features and are discussed in the text.

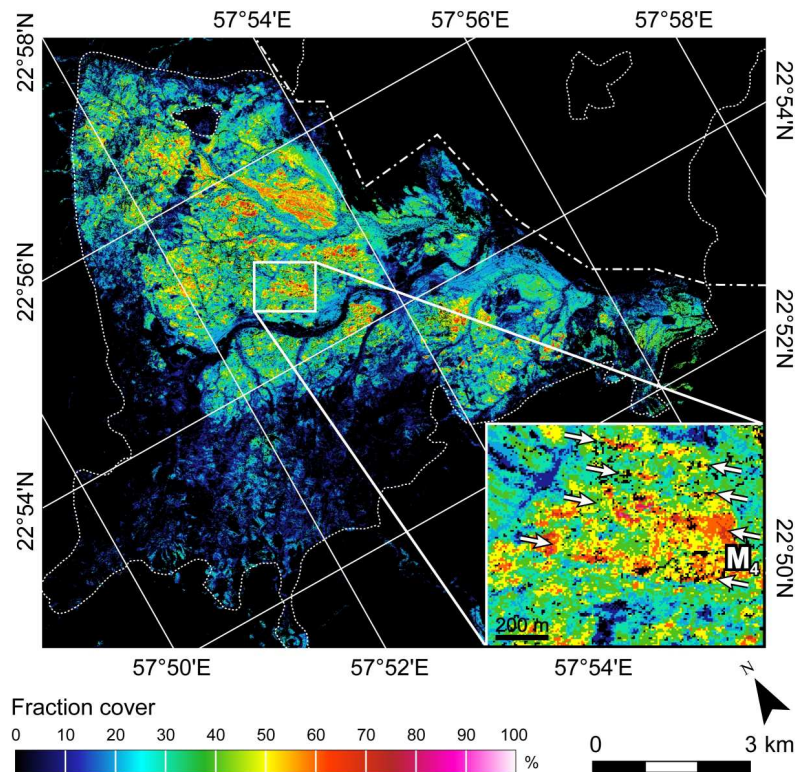
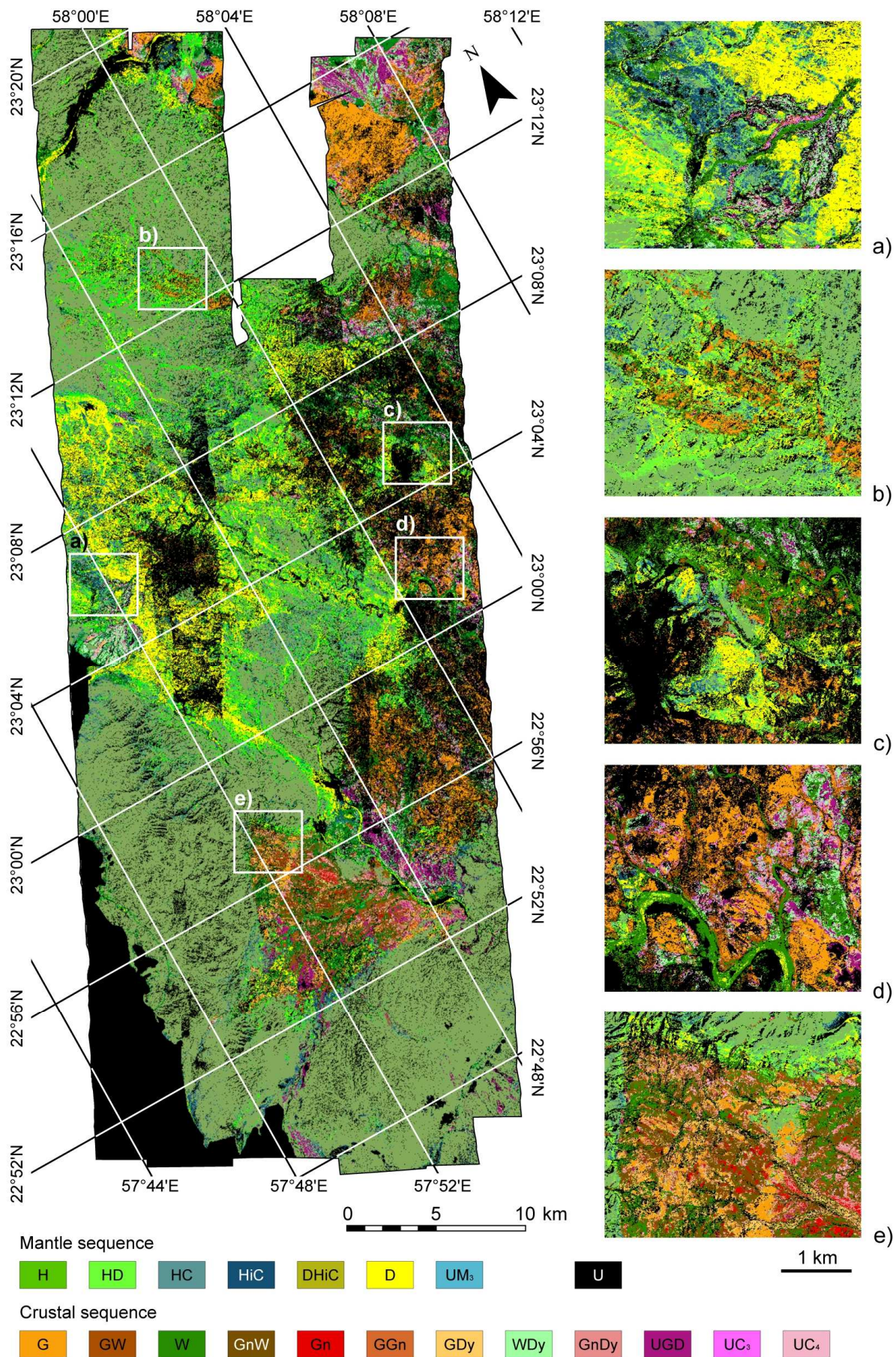


Figure 216 : Fraction cover map of the gabbronorite end member. This fourth end member refers to framed details showed in Figure 215a, b and c (see colour code bar for scale). The bold dash-dot line indicates the boundary with the area processes with three end members. The normal dash line underlines the petrological Moho. Numbered arrows indicate areas of interest and are commented in the text.

In the crustal section, a wehrlite-rich horizon crops out along a NW-SE corridor (Figure 217c) interpreted by Amri (1995) as the palaeo-spreading ridge axis. The boundaries of this wehrlite-rich corridor are clearly mapped with our hyperspectral survey. In Figure 199b, the crust to the south-west of the Muqbariyah shear zone had been mapped as Interlayered peridotite and gabbro and Layered gabbro. Instead, we identify with confidence the location of gabbronorite benches interlayered with wehrlites compatible with the distribution of mantle dykes mapped by Python and Ceuleneer (2003). Many intrusive dykes are not visible because of their size and scattering, excepted in some areas of concentration like near Mahram (Figure 217d) where a wide range of bodies aligned along a N120° direction crosscut gabbros and wehrlites.

Finally, since we map a petrological information, Quaternary deposits are confused with their parent rock. Such deposits are generally a mixture of a wide range of lithologies, from gabbro to harzburgite. Consequently, the spectra of such areas may correspond to an unexpected mixture of all rock-types. This explains for example why we encountered a mixture of wehrlite and dykes in the alluvial fan near Muqbariyah (Figure 217a) or wehrlites in the M shape wadi near Mahram (Figure 217d). Once again, any geological map requires geological interpretations.

Figure 217 : Geological map of the studied part of the Sumail Massif. White frames (from a to e) highlight interesting areas that are discussed in the text. Abbreviations of the defined lithostratigraphic units: H= harzburgite; HD= harzburgite and dunite; HC= harzburgite with secondary carbonates; HiC= harzburgite with interstitial carbonates; DHC= dunite and harzburgite with interstitial carbonates; D= dunite; UM3= undifferentiated mantle rocks defined by three end members; G= gabbro GW= interlayered gabbro and wehrlite; W= Wehrlite; GnW= interlayered gabbro and wehrlite; Gn= Gabbro and wehrlite; GGn= interlayered gabbro and gabbro and wehrlite; GDy= gabbro with intrusive dykes; WDy= wehrlite with intrusive dykes; GnDy= gabbro and wehrlite with intrusive dykes; UGD= Upper gabbro and dykes; UC3= undifferentiated crustal rocks defined by three end members; UC4= undifferentiated crustal rocks defined by four end members; U= unmapped as Id is smaller than 1.5 or unknown.



9.9 Conclusion

A new mapping strategy was developed and applied to a HyMap survey of the Sumail Massif. It is mainly based on the direct comparison of image spectra and synthetic spectral libraries built out of field selected petrological end members.

A well-developed patina can modify the spectral signature of a given lithology in the VNIR. However, at a pixel scale, there is always enough outcrop exfoliation exposing rather fresh minerals to give spectral responses diagnostic of petrological facies. Laboratory analyses show that spatial distributions of minerals within a rock or other minerals can modify some absorption features. For example, the texture given by magnetite crystals masks the spectral signature of serpentine in wehrlite but not in dunite because of a different spatial distribution of crystals. A rock-type spectrum is not a simple linear combination of mineral spectra. It is a complex mixture of imbricated minerals. It is therefore necessary to consider mineral assemblages or rock-types rather than isolated minerals. Moreover, since complex imbrications may induce peculiar light paths, diffusion and scattering, a part of the continuum attached to each rock-type is likely preserved.

The comparison of spectra acquired by distinct spectral devices or in different environments is difficult. It has been shown here that a trend pattern function allows to estimate the spectral distortion related to outcrop or sample preparation roughness. A division by that trend allows a direct comparison between spectra, but it loses the albedo information.

The spectrum characteristic of an outcrop integrates the mixtures that takes place at a mineral scale (i.e., intimate mixtures) and can be seen as an end member. Assuming that all other complex mixtures are minor and neglected, those end members of outcropping rock-types can be linearly combined (i.e., surface mixtures) to build synthetic spectral database of pixel compositions. The split of the survey into several subsets (i.e., mantle, northern and southern crustal sections) optimizes both the conception of the synthetic spectral library and its processing. Otherwise, the mixture of all end members would quickly reach an unrealistic number of spectra. By limiting combinations in sectors where end members really outcrop, we avoid mixtures that do not have any geological significance. The main partition of the image into mantle and crustal units is carried out using an index defined in two narrow wavelengths intervals (mainly 2.10 - 2.40 μm , but also 0.90 - 1.20 μm) chosen from serpentine considerations. Simple distance metrics allows then to identify the best match between image and model spectra using the entire spectral range and a reasonable number of library items.

Results are relative fraction cover maps of each lithological end member. In the mantle sequence we thus distinguish a lower level made of harzburgite from an upper level made of dunite and depleted harzburgite. In the crustal sequence, this work reveals the existence of a south block relatively rich in orthopyroxene, this mineral being virtually absent from the crustal section north of Muqbariyah, compatible with independent structural and petrological information. Our survey was also powerful to map the distribution of wehrlite bodies and amphibole enriched gabbro and dykes. Because of its weak

signature, but also because of common patinas, clinopyroxenite and websterite may be confused with gabbro and gabbro-norite respectively. Therefore, some difficulties rise up during the recognition of the rocks showing slight variations on their mineralogy, justifying the strategy used to build the geological map. As we were not able to identify accurately subtle mineralogical variation at the scale of tiny outcrops, we preferred to define rock-type assemblages.

Given these limitations, the comparison between the new geological map and those established by traditional mapping methods proves that hyperspectral remote sensing is an adequate tool for cartography requirements: lithological boundaries as well as their extension are clearly improved. Its sensitivity to narrow features as well as slight variations of the general pattern of spectra leads to a good discrimination between rock-types having similar mineralogy. Moreover, the spectral distance calculated over the full spectral range is more efficient to detect the presence of orthopyroxene in gabbro (websterite or gabbro-norite) than by only checking absorption features of this mineral. Since the strategy presented here is mainly based on geological considerations, close to those made when building any geological map, we believe that such mapping should be more and more used with the availability of hyperspectral data. The good agreement found between images and field spectra emphasize the important role of *in situ* measurements. We suggest the application of such strategy to create accurate geological maps by taking into account a preliminary knowledge of the geological context (i.e., surface characteristics, outcropping lithologies).

This method depends on the image quality, which is not the best in case of bad weather conditions. One could improve the atmospheric corrections in area of cloud shadowing, to reduce unmapped areas (black in Figure 217). It would have been much better to start with images acquired under perfect weather conditions. At least, we show that a limited amount of shadow-darkened area does not prevent us presenting significant maps.

Acknowledgments

The authors would like to thank: Région Pays de la Loire for the Ph.D. grant, the funding allocated by the French Ministry of Research to the “Programme Hypergemme” supported by the “ACI Observation de la Terre” (CNRS-INSU), the PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale) for its financial support of this study, Alain Barreau of IMN for his help in SEM analysis, Dr. Guy Cornen for his petrologic support and Dr. Antoine Mocquet for discussions concerning Gaussian low-pass filter. We are very indebted to Dr. Hilal Al Azri from the Ministry of Commerce and Industry of Oman for his help in the organization of our airborne survey and to Esther Harris for making it happen.

References

- Abrams, M. J., D. A. Rothery, and A. Pontual (1988), Mapping in the Oman ophiolite using enhanced Landsat Thematic Mapper images, *Tectonophysics*, 151, 387-401.
- Amri, I. (1995), Etude pétrologique et structurale d'une dorsale océanique fossile, Massif de Sumail (ophiolite d'Oman). Implications pour les mécanismes d'accrétion océaniques, Ph.D. thesis, 199 pp., Univ. of Toulouse at Toulouse (France), 28 may.
- Amri, I., M. Benoit, and G. Ceuleneer (1996), Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139, 177-194.
- Bakker, W. H., and K. S. Schmidt (2002), Hyperspectral edge filtering for measuring homogeneity of surface cover types, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 56, 246-256.
- Benn, K., A. Nicolas, and I. Reuber (1988), Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite, *Tectonophysics*, 151, 75-85.
- Boardman, J.W. (1998), Post-ATREM polishing of AVIRIS apparent reflectance data using EFFORT: a lesson in accuracy versus precision, in *Proceedings of the 8th JPL Airborne Earth Science Workshop*, JPL Publ., 99, 53.
- Boudier, F., and R. G. Coleman (1981), Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, southeastern Oman Mountains, *J. Geophys. Res.*, 86, 2573-2592.
- Boudier, F., and A. Nicolas (1995), Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite, *J. Petrol.*, 36, 777-796.
- Braun, M. G., and P. B. Kelemen (2002), Dunite distribution in the Oman ophiolite: implications for melt flux through porous dunite conduits, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 3(11), 2001GC0000289.
- Buckingham, W. F., and S. E. Sommer (1983), Mineralogical characterization of rock surfaces formed by hydrothermal alteration and weathering - Application to remote sensing, *Econ. Geol.*, 78, 664-674.
- Ceuleneer, G., A. Nicolas, and F. Boudier (1988), Mantle flow pattern at an oceanic spreading centre: The Oman peridotite record, *Tectonophysics*, 151, 1-26
- Ceuleneer, G., M. Monnereau, and I. Amri (1996), Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates, *Nature*, 379, 149-153.
- Chabrilat, S., P. C. Pinet, G. Ceuleneer, P. E. Johnson, and J. F. Mustard (2000), Ronda peridotite massif: methodology for its geological mapping and lithological discrimination from airborne hyperspectral data, *Int. J. Remote Sens.*, 21, 12, 2363-2388.
- Chen, J. M. (1999), Spatial scaling of a remotely sensed surface parameter by contexture, *Remote Sens. Environ.*, 69, 30-42.
- Christensen, N. I., and J. D. Smewing (1981), Geology and seismic structure of the northern section of the Oman ophiolite, *J. Geophys. Res.*, 86, NO. B4, 2545-2555.

- Clark, R. N., and T. L. Roush (1984), Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications, *J. Geophys. Res.*, **89**, 6329-6340.
- Clark, R. N., G. A. Swayze, A. J. Gallagher, T. V. V. King, and W. M. Calvin (1993), The U. S. Geological survey, digital spectral library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns. *U.S. geological survey open file* (pp. 93-592).
- Coleman, R. G. (1981), Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman, *J. Geophys. Res.*, **86**, NO. B4, 2497-2508.
- Coleman, R. G., and C. A. Hopson (1981), Introduction to the Oman ophiolite, *J. Geophys. Res.*, **86**, NO. B4, 2495-2496.
- Combe, J.-P., P. Launeau, V. Carrère, D. Despan, V. Méléder, L. Barillé, and C. Sotin (2005), Mapping microphytobenthos biomass by non-linear inversion of visible-infrared hyperspectral images, *Remote Sens. Environ.*, **98**, 4, 371-387.
- Combe, J.-P., P. Launeau, P. Pinet, D. Despan, E. Harris, G. Ceuleneer, and C. Sotin (2006), Mapping of an ophiolite complex by high-resolution visible-infrared spectrometry, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, **7**, Q08001, doi:10.1029/2005GC001214.
- Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (1999), CIRES Atmosphere Removal Program (ATREM), User's guide, version 3.1., Center for the Study from Space, University of Colorado, Boulder, CO, USA.
- Cord, A., P. C. Pinet, Y. Daydou, and S. D. Chevrel (2005), Experimental determination of the surface photometric contribution in the spectral reflectance deconvolution processes for a simulated Martian crater-like regolithic target, *Icarus*, **175**, N°1, 78-91.
- Denniss, A. M., D. A. Rothery, G. Ceuleneer, and I. Amri (1994), Lithological discrimination using Landsat and JERS-1 SWR data in the Oman ophiolite, paper presented at Tenth Thematic Conference on Geological Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, San Antonio, Texas.
- Dorn, R. I., and T. M. Oberlander (1982), Rock varnish, *Prog. Phys. Geogr.*, **6**, 31-367.
- Friedl, M. A., F. W. Davis, J. Michaelsen, and M. A. Moritz (1995), Scaling and uncertainty in the relationship between the NDVI and land surface biophysical variables: an analysis using a scene simulation model and data from FIFE, *Remote Sens. Environ.*, **54**, 233-246.
- Gao, B.-C., K. B. Heidebrecht, and A. F. H. Goetz (1993), Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data, *Remote Sens. Environ.*, **44**, 165-178.
- Glennie, K. W., B. G. A. Boeuf, M. W. Hugues Clarke, M. Moody-Stuart, W. F. H. Pilaar, and T. M. Reinhard, Geology of the Oman mountains, Part One (text), Part Two (tables and illustrations), Part Three (enclosures), Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, **31**, 423, 1974.
- Goetz, A. F. H., G. Vane, J. E. Solomon, and B. N. Rock (1985), Imaging Spectrometry for Earth Remote Sensing. *Science*, **228**, NO. 4704, 1147-1153. doi: 10.1126/science.228.4704.1147

- Gramont de, X., J. Le Metour, and M. Villey (1986), Geological map of Samad, Sheet NF 40-7C, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Hapke, B. (1981), Bidirectional reflectance spectroscopy 1. Theory, *J. Geophys. Res.*, 86, 3039-3054.
- Hapke, B. (1993), Introduction to the Theory of reflectance and Emittance Spectroscopy, 456 pp., Cambridge University Press, New York.
- Hopson, C. A., R. G. Coleman, R. T. Gregory, J. S. Pallister, and E. H. Bailey (1981), Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, south-eastern Oman Mountains, *J. Geophys. Res.*, 86, NO. B4, 2527-2544.
- Hunt, G. R. (1977), Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared, *Geophysics*, 42, 501-513.
- Hunt, G. R. and J. W. Salisbury (1970), Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: 1 silicate minerals, *Mod. Geol.*, 1, 283-300.
- Hunt, G. R., and R. C. Evarts (1981), The use of near-infrared spectroscopy to determine the degree of serpentinization of ultramafic rocks, *Geophysics*, 46, 316-321.
- Hunt, G. R., J. W. Salisbury, and C. H. Lenhoff (1971), Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: 3 Oxides and hydroxides, *Mod. Geol.*, 2, 195-205.
- Hutin, G., F. Bechennec, M. Beurrier, and D. Rabu (1986), Geological map of Birkat al Mawz, Sheet NF 40-7B, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Juteau, T., M. Ernewein, I. Reuber, H. Whitechurch, and R. Dahl (1988), Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail Nappe, Oman, *Tectonophysics*, 151, 1-4, 107-135.
- Kelemen, P. B., K. Koga, and N. Shimizu (1997), Geochemistry of gabbro sills in the crust/mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 146, 475-488.
- King, T. V. V., and R. N. Clark (1989), Spectral Characteristics of Chlorites and Mg-Serpentines Using High-Resolution Spectroscopy, *J. Geophys. Res.*, 94, 13997-14008.
- Lanphere, M. A. (1981), K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman, *J. Geophys. Res.*, 86, NO. B4, 2777-2782.
- Launeau, P., C. Sotin, and J. Girardeau (2002), Cartography of the Ronda peridotite (Spain) by hyperspectral remote sensing, *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 173, 6, 491-508.
- Launeau, P., J. Girardeau, C. Sotin, and J. M. Tubia (2004), Comparison between field measurements and airborne visible and infrared mapping spectrometry (AVIRIS and HyMap) of the Ronda peridotite massif (south-west Spain), *Int. J. Remote Sens.*, 25, 14, 2773-2792.
- Lippard, S. J., A. W. Shelton, and I. G. Gass (1986), The ophiolite of Northern Oman, *Geol. Soc., London, Memoir*, 11, 178 pp.

- MacLeod, C. J. and G. A. Yaouancq (2000), Fossil melt lens in the Oman ophiolite: implications for magma chamber processes at fast spreading ridges, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 176, 357-373.
- Mélédér, V., L. Barillé, P. Launeau, V. Carrère, and Y. Rince (2003), Spectrometric constraint in analysis of benthic diatom biomass using monospecific cultures, *Remote Sens. Environ.*, 88, 386-400.
- Montigny, R., O. Le Mer, R. Thuizat, and H. Whitechurch (1988), K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite: tectonic implications, *Tectonophysics*, 151, 345-362.
- Nash, D. B., and J. E. Conel (1974), Spectral reflectance systematics for mixtures of powdered hypersthene, labradorite, and ilmenite, *J. Geophys. Res.*, 79, 1615-1621.
- Pallister, J. S., and C.A. Hopson (1981), Samail Ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber, *J. Geophys. Res.*, 86, NO. B4, 2593-2644.
- Pinet, P., E. Harris, M. Python, G. Ceuleneer, P. Launeau, Y. Daydou, A. Cord, H. Al Azri, S. Chabrilat, X. Lenot, and S. Chevrel (2003), Hyperspectral remote sensing approach for rock surface mineralogy mapping in arid environment, paper presented at IUGG XXXIII General Assembly, Int. Union of Geod. and Geophys., Sapporo, Japan.
- Pontual, A. (1990), Lithological information in remotely sensed images and surfaces weathering in arid regions, PhD thesis, 421 pp, Open Univ. at Milton Keynes (U.K.), 19 June.
- Post, J. L., and L. Borer (2000), High-resolution infrared spectra, physical properties, and micromorphology of serpentines, *Appl. Clay Sci.*, 16, 1-2, 73-85.
- Potter, R. M., and G. R. Rossman (1977), Desert varnish: the importance of clay minerals, *Science*, 196, 1446-1448.
- Python, M., and G. Ceuleneer (2003), Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite, *Geochem., Geophys., Geosyst.*, 4, 8612, doi:10.1029/2002GC000354.
- Rabu, D., F. Bechennec, M. Beurrier, and G. Hutin (1986), Geological map of Nakhl, Sheet NF 40-3E, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Rothery, D. A. (1987), Improved discrimination of rock units using Landsat Thematic Mapper Imagery of the Oman ophiolite, *J. Geol. Soc. Lond.*, 144, 587-597.
- Singer, R. B. (1981), Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures - systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides, *J. Geophys. Res.*, 86, 7967-7982.
- Singer, R. B., and T. B. McCord (1979), Mars: Large scale mixing of bright and dark surface materials and implications for analysis of spectral reflectance, *Proc. Lunar Sci. Conf. 10th*, 1835-1848.

- Stanger, G., J. Laver, and C. Neal (1988), Black carbonaceous calcite associated with serpentinite from Oman, *Mineral. Mag.*, 52, 403-408.
- Sunshine, J. M., C. M. Pieters, and S. F. Pratt (1990), Deconvolution of Mineral Absorption Bands: An Improved Approach, *J. Geophys. Res.*, 93, 6955-6966.
- Tilton, G. R., C. A. Hopson, and J. E. Wright (1981), Uranium-Lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman with applications to Tethyan ocean ridge tectonics, *J. Geophys. Res.*, 86, NO. B4, 2763-2775.
- Tippit, P. R., E. A. Pessagno, and J. D. Smewing (1981), The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite, *J. Geophys. Res.*, 86, NO. B4, 2756-2762.
- Villey, M., J. Le Metour, and X. de Gramont (1986), Geological map of Fanjah, Sheet NF 40-3F, Scale 1:100,000, Explanatory notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.

10. Informations complémentaires sur la réponse spectrale des lithologies affleurant en Oman

Le but de ce chapitre est de présenter une étude des échantillons et des affleurements qu'il était impossible d'ajouter à la publication présentée dans le chapitre précédent. Un accent tout particulier est mis sur l'influence des altérations de surfaces.

Les roches qui affleurent sont sensibles aux processus d'altération. Ce phénomène maintient un équilibre physique et chimique entre les phases minérales d'un faciès lithologique avec son environnement. L'altération est la réponse de la roche à divers phénomènes. Elle est contrôlée par le climat, le type de roches ainsi que par la topographie. Elle régule également le taux des réactions chimiques, la cassure mécanique, le lessivage des produits d'altération et elle influence également l'activité biologique (c.f., § 0).

Les surfaces désertiques observées par un instrument aéroporté ou satellitaire n'échappent pas à ces processus créant ainsi des regs, où s'accumulent des produits d'altération, et des affleurements recouverts d'un vernis du désert ou patine (c.f., § 3.2.2). Par conséquent, lors de la cartographie géologique par télédétection, il semble nécessaire de tenir compte de ces facteurs.

L'étude des surfaces patinées et des surfaces altérées en Oman a été effectuée par Pontual (1990). Son étude a démontré que l'épaisseur moyenne de la patine qui se développe est indépendante de la nature de la roche et oscille entre 0,5 et 2 mm. Cette imprégnation se manifeste le long des fractures ou sur la bordure des grains. Ceci rend les minéraux mafiques et ultramafiques plus sombres et les minéraux felsiques jaunes orangés. Pontual (1990) conclut que la formation de cette couche résulte de l'oxydation des ions ferreux qui proviennent du lessivage des minéraux riches en fer (e.g., olivine, orthopyroxène, magnétite) pouvant précipiter le long des plans de clivage ou sur les surfaces fracturées. Lorsque la patine est peu épaisse, elle est essentiellement composée d'oxydes de fer et dans une moindre mesure d'oxydes de manganèse. Lorsque celle-ci s'épaissit, des argiles formées *in situ* s'associent à ces oxydes. Le vent se charge de les mettre en suspension et la rosée du matin les cimente à la surface des roches (c.f., § 3.2.2.2.1). Malgré cette imprégnation, les minéraux présents sous cette patine demeurent frais. Le vernis du désert joue ainsi le rôle de "bouclier" face à une altération météoritique plus soutenue permettant à l'affleurement d'atteindre un certain degré de stabilité.

Ce chapitre vise dans un premier temps à comprendre l'effet de cette patine sur les différentes lithologies qui affleurent dans la séquence ophiolitique du Massif du Sumail (Oman) en comparant les spectres des surfaces fraîches et altérées d'échantillons représentatifs. Ces observations réalisées en laboratoire sont ensuite comparées aux mesures spectrales effectuées à l'échelle de l'affleurement (i.e.,

terrain et image) permettant ainsi de mettre en évidence les relations qui existent entre la patine et les différents faciès lithologiques du manteau et de la croûte.

10.1 Surfaces analysées et traitement des données spectrales

La signature spectrale de la surface exposée d'une roche résulte de l'interaction du rayonnement incident avec la matière. En fonction de la longueur d'onde, ce rayonnement atteint une profondeur de pénétration qui oscille entre 30 et 50 μm (Buckingham et Sommers, 1983). Cette profondeur dépend aussi des constituants présents sur la surface exposée des roches.

Pour établir la relation entre les éléments qui constituent la patine et ceux du faciès en question à l'aide de la spectrométrie, les surfaces fraîches et exposées sont analysées pour la série de roches rencontrées dans le Massif du Sumail. L'examen de la surface patinée d'un échantillon ne requiert pas une préparation particulière pour acquérir son spectre. En revanche, la surface fraîche est obtenue en cassant l'échantillon au marteau ou tout simplement en le sciant afin d'accéder à la minéralogie primaire. Comme il a été démontré dans les chapitres précédents (c.f., § 6), ce trait de scie crée une microrugosité responsable de la diffusion du rayonnement incident. Sur le spectre, ce phénomène crée une forme anormale qui se traduit par une augmentation des valeurs de réflectances vers les courtes longueurs d'ondes.

Afin de comparer les données spectrales acquises selon différentes échelles d'observation, en laboratoire, sur le terrain ou à l'aide d'un instrument aéroporté, les effets liés à la rugosité des surfaces qui se manifestent sur les spectres sont retirés en utilisant une tendance. Comme il a été démontré dans le chapitre 6, le type de tendance utilisé est choisi en fonction de la situation examinée (i.e., surface sciée ou surface rugueuse naturelle).

10.2 Séquence mantellaire

Les roches présentes dans la séquence mantellaire correspondent à des harzburgites et à des dunites (Braun et Kelemen, 2002). Les harzburgites à carbonates interstitiels sont considérées comme faisant partie de cette séquence car les produits secondaires qui les caractérisent dérivent de l'altération hydrothermale des minéraux primaires qui constituent ce faciès. L'hydratation de l'olivine forme de la magnétite et de la serpentine mais en présence d'acide carbonique, cette dernière se déstabilise en magnésite.

Les calcretes et les travertins sont des formations superficielles qui n'ont aucun lien direct avec la formation d'une ophiolite. Néanmoins, ils sont décrits dans la séquence mantellaire car c'est uniquement dans cette unité qu'ils sont rencontrés. Les carbonates qui les constituent dérivent de l'altération des roches mafiques et ultramafiques présentes dans cette séquence. L'hydrolyse favorise le transport en solution des carbonates, qui, lorsqu'ils précipitent, forment des encroûtements caractéristiques (Stanger et al., 1988). On les trouve préférentiellement le long des oueds ou wadis, comme témoin d'anciens niveaux de battement de la nappe phréatique.

10.2.1 Harzburgites

L'harzburgite étudiée est constituée par de l'olivine (60-65% de forstérite), de l'orthopyroxène (20-30% d'enstatite) et par du spinelle chromifère (Figure 218). Cette roche présente une texture à gros grains. La taille moyenne des cristaux est comprise entre 1 et 2 mm. Néanmoins, certains cristaux peuvent atteindre jusqu'à 5 mm de diamètre comme c'est le cas des orthopyroxènes définissant des porphyroclastes. La transformation de l'olivine en serpentine s'accompagnant d'une augmentation de volume par l'incorporation d'OH et l'expulsion de fer qui s'accumule à proximité sous forme de magnétite. Un cristal d'olivine serpentinisée apparaît donc généralement fragmenté en petits grains (< 500 µm de diamètre) séparés les uns des autres par une bande de serpentine plus ou moins large, elle-même subdivisée en deux bandes de part et d'autre d'un liseré de magnétite opaque. La continuité du cristal n'est alors retrouvée qu'en lame mince, par observation en lumière polarisée analysée (LPA). La texture produite, dite en peau de serpent, est à l'origine même du nom de ce produit de transformation de l'olivine. Les serpentines constituent près de 10 à 15% de la composition de cette lithologie. Comme le montre l'image en lumière polarisée non analysée (Figure 218), cette lithologie est très claire lorsqu'elle est dépourvue de magnétite, comme c'est le cas dans la plupart des affleurements d'harzburgite. L'olivine étant constituée de 35 à 40% de fayalite, l'absence de magnétite pourrait s'expliquer par une extraction du système par le biais de l'hydrothermalisme. La chromite est le seul opaque rencontré et forme des cristaux sub-automorphes à automorphes.

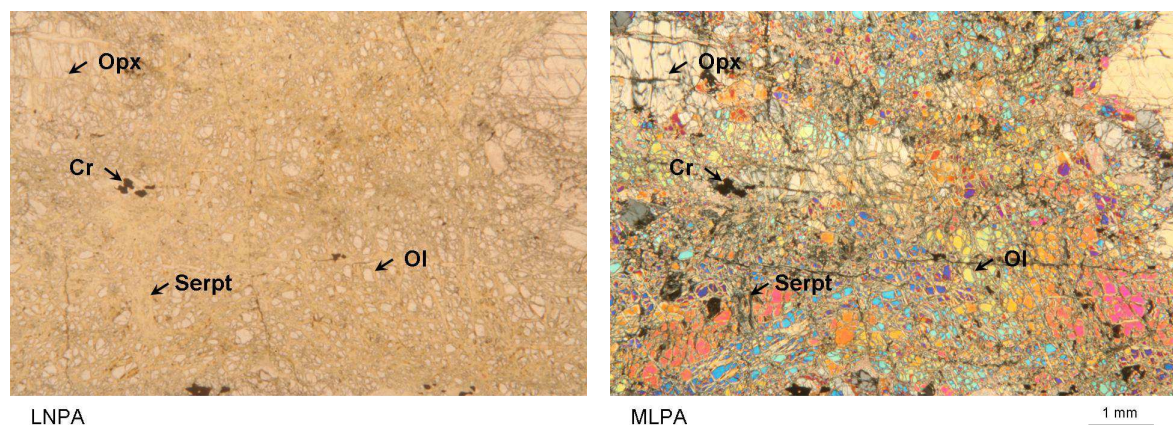


Figure 218 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA³⁰) illustrant une harzburgite. Opx= orthopyroxène, Ol= olivine, Serp= serpentine, Cr= chromite.

La surface fraîche et rugueuse de cet échantillon présente une teinte vert brun produite par le mélange entre les cristaux d'olivine et ceux d'orthopyroxène (Figure 219a). Dans le visible proche

³⁰ Pour la conception des images en maximum de lumière polarisée analysée le lecteur est invité à consulter l'Annexe 2.

infrarouge, le spectre de cette surface est caractérisé par une absorption étroite et peu profonde à 0,69 μm et par une bande plus large qui présente des inflexions à 0,91 et à 1,05 μm (Figure 219b). La première absorption est produite typiquement par les processus électroniques de l'ion Fe^{3+} de l'olivine et de l'orthopyroxène (Figure 202). La seconde absorption est quant à elle créée par la transition de l'ion Fe^{2+} présent dans l'orthopyroxène et l'olivine (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). Les fortes teneurs de ce dernier minéral dans la roche sont responsables de l'élargissement de l'absorption située autour de 1,00 μm et de l'épaule observé à 1,60 μm . La seconde absorption de l'orthopyroxène dans l'infrarouge à courte longueur d'onde est masquée par l'abondance en olivine serpentinisée (Figure 202). La serpentinisation de l'olivine se manifeste d'une part par le creusement d'étroites absorptions à 1,40 et à 1,91 μm liées à la vibration du groupement -OH et d'autre part par des bandes à 2,13 et à 2,32 μm produites par la vibration de la molécule Mg-OH (Figure 202). Par ailleurs, la forme du spectre de ce minéral définit un pic asymétrique vers la gauche entre 2,33 et 2,45 μm .

La surface exposée du spécimen examiné présente une patine rouge brun (Figure 219a). Son épaisseur n'est pas toujours homogène mais dans tous les cas elle n'excède pas 0,5 mm. La surface patinée présente des valeurs de réflectance plus élevées de 15 à 25% que celles de la surface fraîche (Figure 219b). Dans le visible proche infrarouge, ce spectre se caractérise par un changement net de la pente. Cependant l'absorption de l'olivine située à 1,05 μm disparaît et seul la bande à 0,91 μm demeure présente. Cette dernière révèle en fait la production d'oxydes de fer - tels que la goëthite et la limonite (Figure 202) - qui forme une patine à sa surface. L'absorption à 0,69 μm est ainsi fortement atténuée par la patine. L'augmentation de la profondeur des absorptions liées à l'hydratation des minéraux à 1,40 et à 1,91 μm mais aussi de celles à 2,13 et à 2,32 μm produites par la vibration du groupement Mg-OH, montre que le processus de serpentinisation s'est développé à la surface. Ces observations suggèrent une transformation plus intense des minéraux primaires en lizardite (King et Clark, 1989 ; Post et Borer, 2000), cette fois-ci grâce à l'altération météoritique.

Sur le terrain, l'harzburgite affleure sous la forme de blocs patinés dont la taille fait environ 15 cm de diamètre, d'un gravier dont la dimension moyenne est inférieure ou égale à 5 cm et d'une poussière interstitielle essentiellement constituée de serpentine. Ce gravier résulte de la défragmentation *in situ* des éléments plus grossiers (Figure 219c). Sa particularité est d'être un peu plus clair que les blocs patinés. Certains grains présentent un aspect frais, mais, d'une manière générale une patine se développe à la surface des éléments du gravier. Le spectre de cet affleurement présente une signature très proche de celle de la patine de l'échantillon examiné en laboratoire. Il est caractérisé par une large absorption autour de 1,00 μm , par un maximum de réflectance situé à 1,66 μm et par des absorptions associées à la serpentine (i.e., mélange de lizardite et de chrysotile) à 2,13 et 2,32 μm (Figure 219d). Seule une variation des intensités relatives les différencie. Ceci résulte de l'intégration dans la mesure de terrain du gravier un peu moins patiné qui se rapproche d'une surface fraîche spectralement plus

sombre. Le spectre de cet affleurement observé par un instrument aéroporté montre des propriétés identiques à celui acquis sur le terrain suggérant une homogénéité des mesures à ces deux échelles d'observation.

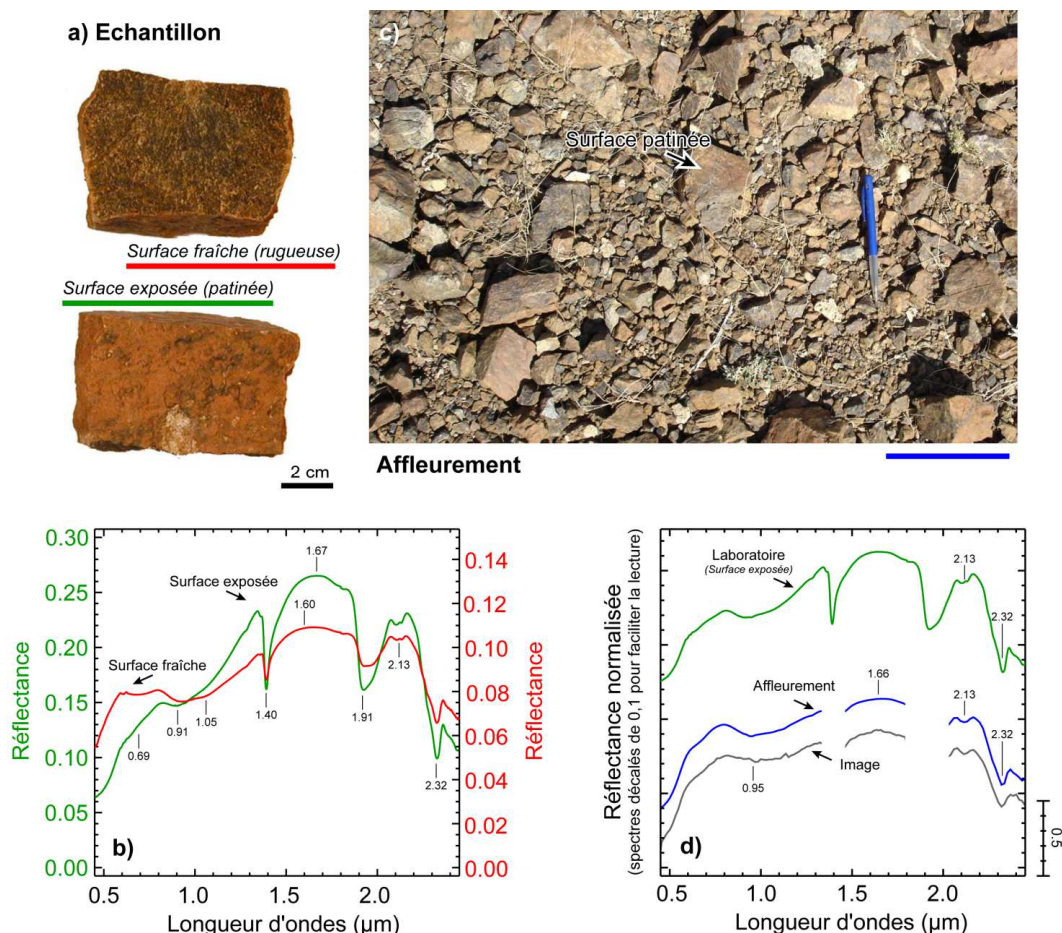


Figure 219 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès harzburgite. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. En raison des faibles valeurs de réflectance du spectre de la surface fraîche par rapport au spectre de la surface exposée, une deuxième échelle de réflectance est affichée. (c) Surface caractéristique du faciès harzburgite observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents instruments (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

En résumé, les différences spectrales observées entre la surface fraîche et exposée se manifestent par :

- une modification des absorptions caractéristiques de l'olivine et de l'orthopyroxène empêchant leur identification correcte à la faveur de la signature des oxydes de fer entre 0,45 et 1,30 μm,

- un accroissement de la profondeur des absorptions attribuées aux produits d'altération (serpentes) entre 1,30 et 2,45 μm .

La signature acquise à l'échelle de l'affleurement montre qu'elle est fortement influencée par le spectre de la patine. Par conséquent, utiliser la signature des minéraux primaires pour les cartographier sera impossible. Cependant, comme nous le verrons plus loin, le spectre de surface de cette lithologie lui est propre permettant de le différencier des autres faciès.

10.2.2 Dunites serpentinisées

Par définition, une dunite est constituée par 95% d'olivine. Cependant, comme le montre la Figure 220, ce minéral est absent de l'échantillon examiné. Le périclote a été complètement transformé en un assemblage formé par des minéraux serpentins (75-85% de lizardite et chrysotile) et par de la magnétite (5-15%). Malgré cette altération du périclote, l'ancienne texture à gros grains arrive à être identifiée, définissant des surfaces dont le diamètre moyen est de l'ordre de 1 mm. La teinte gris beige de ces surfaces observée en LNPA est produite par les nombreux cristaux de magnétite - dont les dimensions sont inférieures à 1 μm - intimement liés à la serpentine (c.f., § 9.5.1.2). Ceci procure à cette lithologie une faible biréfringence en LPA. L'hydrothermalisme responsable de la serpentisation des périclotes se caractérise également par le développement d'un réseau de carbonates composé par de la magnésite (~10%).

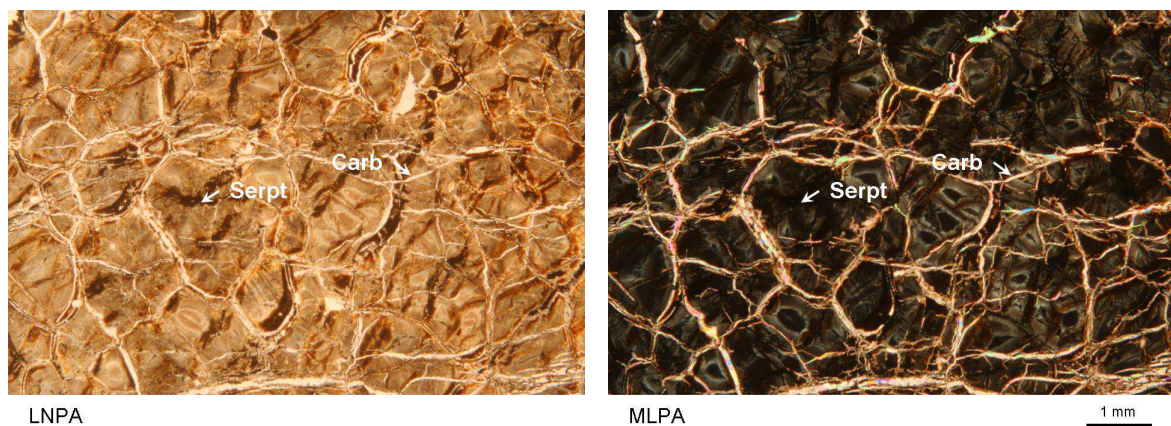


Figure 220 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une dunite fortement serpentinisée atteinte par un réseau de magnésite. *Serpt*= serpentine, *Carb*= carbonates.

La surface fraîche de cet échantillon présente un aspect jaune beige (Figure 221a). Son spectre montre une forme anormale avec un pic de réflectance autour de 0,75 μm (Figure 221b). Cette forme est produite par la diffusion de la lumière par la surface microrugueuse créée par le trait de scie. La serpentine étant un matériau très malléable, l'empreinte des diamants de la scie y est plus nette et donc à l'évidence (Figure 221b) plus efficace. Sur l'ensemble de l'intervalle examiné, le spectre en question

est caractérisé par la signature de la serpentine (Figure 202b). Elle est définie par une étroite absorption liée au groupement -OH à 1,40 μm , par une plus large absorption à 1,91 μm et par deux absorptions à 2,13 et 2,20 μm associées à la vibration du groupement Mg-OH (King et Clark, 1989 ; Post et Borer, 2000). Grâce à la bonne résolution spectrale de l'instrument, les étroites absorptions à 2,25 et à 2,27 μm typiques de ce minéral sont mises en évidence. Le réseau de magnésite se manifeste légèrement sur le spectre. Il contribue à accentuer les absorptions à 1,90 et à 2,32 μm (Hunt et al., 1973).

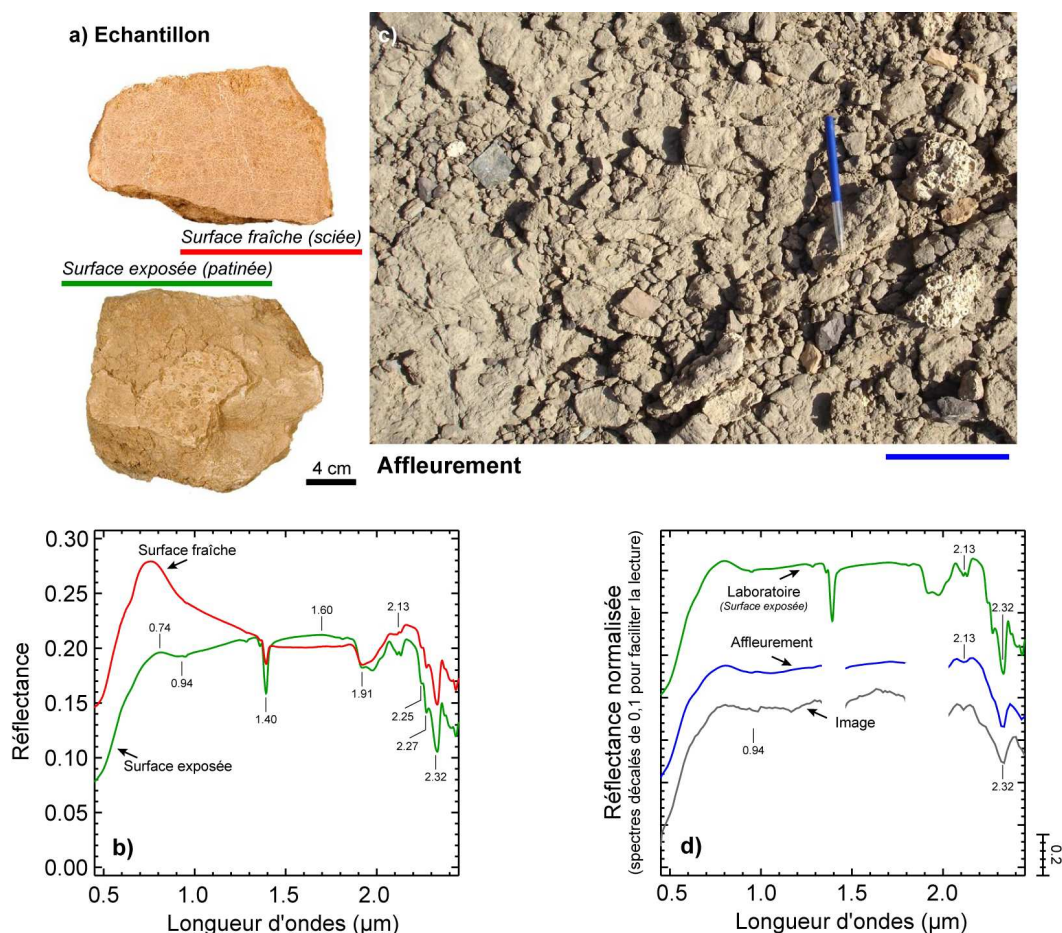


Figure 221 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès dunite. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Affleurement de dunite. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

À l'inverse de l'harzburgite, la surface exposée de cette roche ne présente pas de patine notable (Figure 221a). En faisant abstraction du phénomène de diffusion de trait de scie, cette faible variation de contraste entre les deux surfaces est liée à la forte serpentinisation responsable de l'homogénéisation de l'ensemble de la roche. Un léger creusement d'une absorption autour de 0,94

μm témoigne seulement d'une oxydation un peu plus poussée en surface. De même, l'approfondissement des bandes à 1,40, 1,90, 2,13 et 2,32 μm sont le témoin d'une altération météoritique de surface (Figure 202).

À l'affleurement, la dunite présente un aspect légèrement plus rougeâtre produit par une fine pellicule d'oxydes comme celle observé sur l'échantillon en laboratoire. Des éléments plus fins résultant de la désagrégation des éléments plus grossiers reposent en surface (Figure 221c). Le spectre de terrain acquis pour ce site est caractérisé par un léger creusement autour de 1,00 μm (Figure 221d). Au-delà de ce point, le spectre ne présente pas d'absorptions particulières jusqu'à 2,13 et 2,32 μm où se manifestent les vibrations du groupement Mg-OH de la serpentine. Le spectre du pixel de l'image correspondant à l'emplacement de ce site montre les mêmes caractéristiques suggérant une surface homogène.

Contrairement aux autres lithologies, la dunite ne présente pas de patine très différente en surface du fait de sa transformation quasi complète en serpentine. Seuls quelques phénomènes d'altération météoritique un peu plus poussée peuvent être mis en évidence localement. Notons toutefois que ce matériau est particulièrement sensible aux méthodes de préparation des échantillons et qu'il est important d'en tenir compte.

10.2.3 Harzburgites avec carbonates interstitiels

Un réseau de veines de magnésite se développe (~15%) dans les harzburgites cisailées ou fracturées (Figure 222) à la faveur de circulation d'eau météoritiques. Bien que ce phénomène puisse aussi se développer par hydrothermalisme, aucune observation n'a permis d'en attester l'existence jusqu'à présent.

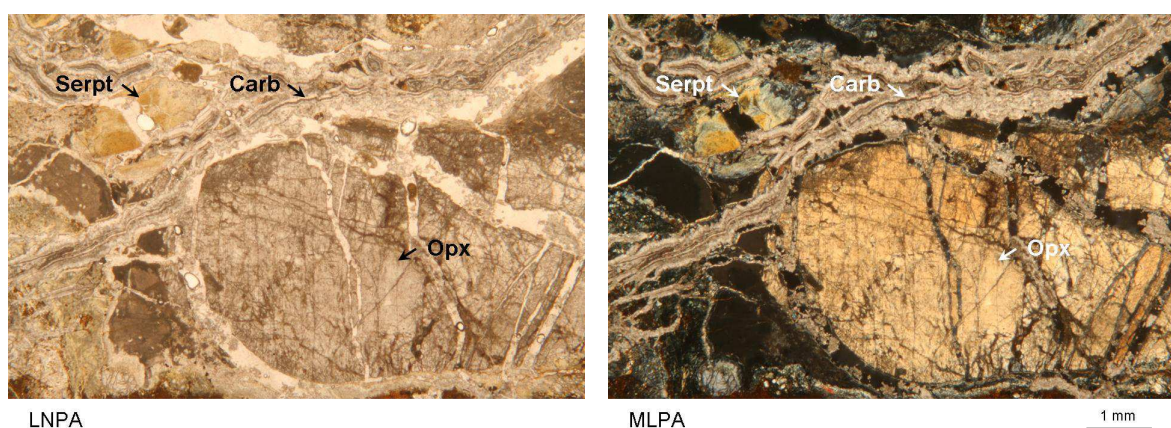


Figure 222 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une harzburgite avec des carbonates interstitiels. Opx= orthopyroxène, Serpt= serpentine, Carb= carbonates.

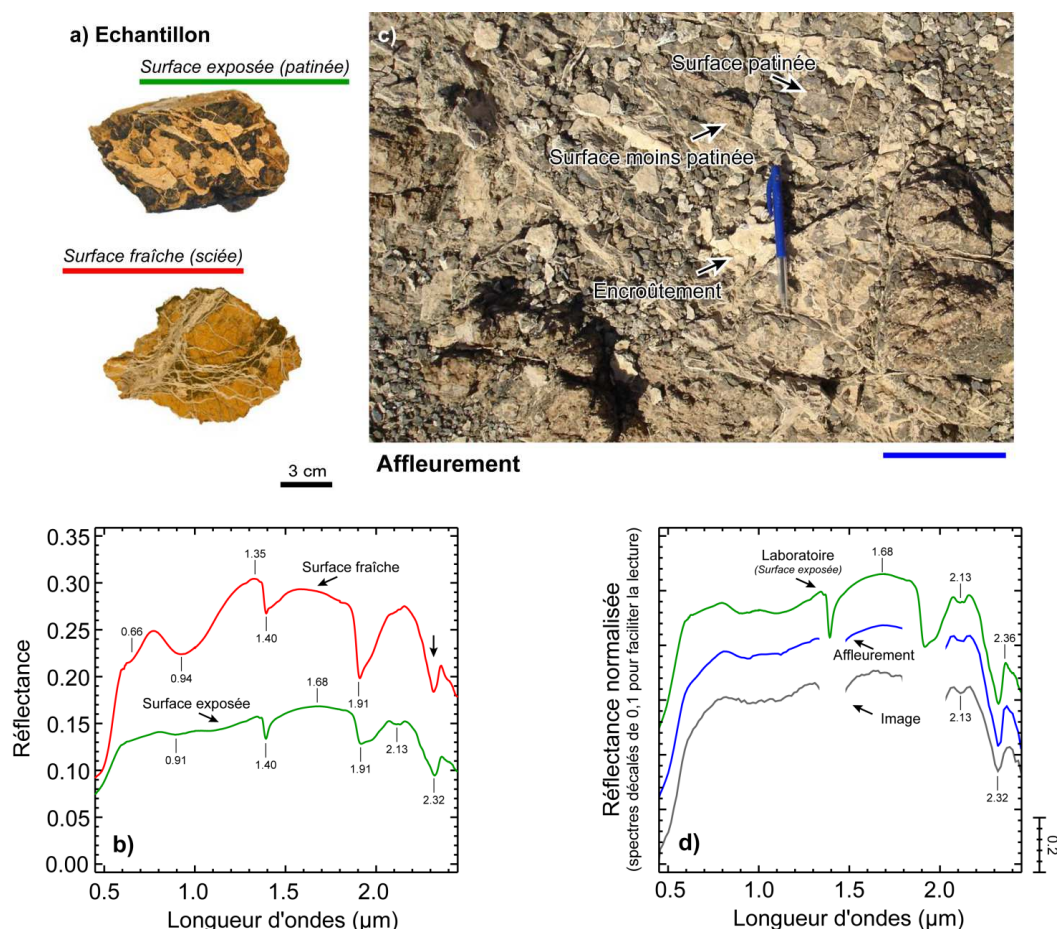


Figure 223 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès harzburgite avec des carbonates interstitiels. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès harzburgite avec carbonates interstitiels observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales et la flèche indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position et la forme des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

La surface fraîche d'un échantillon typique de cette lithologie présente une coloration orangée, de harzburgite serpentinisée et oxydée, avec un réseau de carbonates qui lui procure un aspect plus clair (Figure 223a). Le spectre de cette surface est caractérisé par une étroite bande à 0,66 μm et par une large absorption à 0,94 μm typiquement produite par l'orthopyroxène (Figure 223b) (Hunt et Salisbury, 1970). La forme du spectre au-delà de ce domaine de longueur d'onde est en accord avec l'abondance de ce minéral par rapport aux autres phases. Le maximum de réflectance se situe autour de 1,35 μm . Vers les plus grandes longueurs d'onde, le spectre dessine une large absorption dont il est difficile de positionner le centre en raison d'une superposition d'absorptions plus étroites et asymétriques à 1,40 et à 1,91 μm . Les absorptions Mg-OH de la serpentine y sont peu marquée mais

une absorption nette et symétrique à 2,32 μm révèle la présence de carbonate (voir flèche sur la Figure 223b).

La surface altérée présente une patine brun vert caractéristique (Figure 223a) avec de nombreuses concrétions de magnésite. Une légère teinte orange y révèle la présence d'une fine pellicule d'oxydes de fer en couverture. La roche se débitant le long de ses fractures, la signature de l'orthopyroxène n'apparaît pas en surface (Figure 223b). La forme du spectre est relativement plate et essentiellement marquée par les absorptions de la serpentine à 1,40, 1,91, 2,13 et 2,31 μm (Figure 202b). Alors que le carbonate est bien visible sur cet échantillon, la signature de la magnésite à 2,32 μm est masquée.

Sur le terrain, cette lithologie présente un aspect très fragmenté (Figure 223c). Ce trait particulier est dû au réseau de fracture à magnésite qui favorise l'affleurement d'éléments de tailles diverses. De ce fait les carbonates tapissant les fractures sont localement plus facilement exposés que les harzburgites (Figure 223a). Le spectre de cet affleurement présente dans le visible proche infrarouge les mêmes propriétés spectrales que celles décrites pour la surface patinée (Figure 223d). Le mélange intime des carbonates avec la patine riche en serpentine se manifeste par la forme du spectre présentant une bande d'absorption symétrique à 2,32 μm suivie par un pic symétrique à 2,36 μm , ce qui montre que la patine ferrugineuse des carbonates ne masque pas toujours leur signature. L'affleurement observé par un spectromètre imageur montre une bonne correspondance avec les mesures effectuées sur le terrain. Ce fort degré de ressemblance suggère une composition de surface homogène à l'échelle du site examiné, dans lequel on peut considérer que le même motif de mélange entre carbonates et harzburgites se répète.

L'identification de la composition minéralogique primaire (i.e., olivine, orthopyroxène) de l'harzburgite est masquée par la patine mais aussi par le débit préférentiel de la roche le long de ses fractures à serpentine et magnésite. À l'échelle de l'affleurement, ce faciès est tout de même identifié grâce aux produits d'altérations. En revanche, il vient d'être montré que de fortes variations de teneur en orthopyroxène de la harzburgite peuvent être complètement masquée. Le réseau de magnésite modifie légèrement la forme du spectre et ceci à toutes les échelles d'observation en raison de sa présence systématique de l'échelle des fractures observables directement sur le terrain (Figure 223a) à l'échelle des fractures de cristaux observées en lames minces (Figure 222).

10.2.4 Calcretes et Travertins

La mobilisation des carbonates par les eaux de pluie et leur dépôt à la faveur de fluctuation de nappes phréatiques, permet leur cimentation de manière localisée pour former des calcretes. Les carbonates qui constituent ces formations dérivent principalement du lessivage des serpentines environnantes. Leur mise en solution par hydrolyse permet leur transport. Leur précipitation s'effectue au moment du retrait de la nappe phréatique. Ceci produit une croûte compacte. Les travertins quant à

eux se forment à partir des carbonates hydrolysés et transportés pour précipiter autour de sources isolées dans les terrasses.

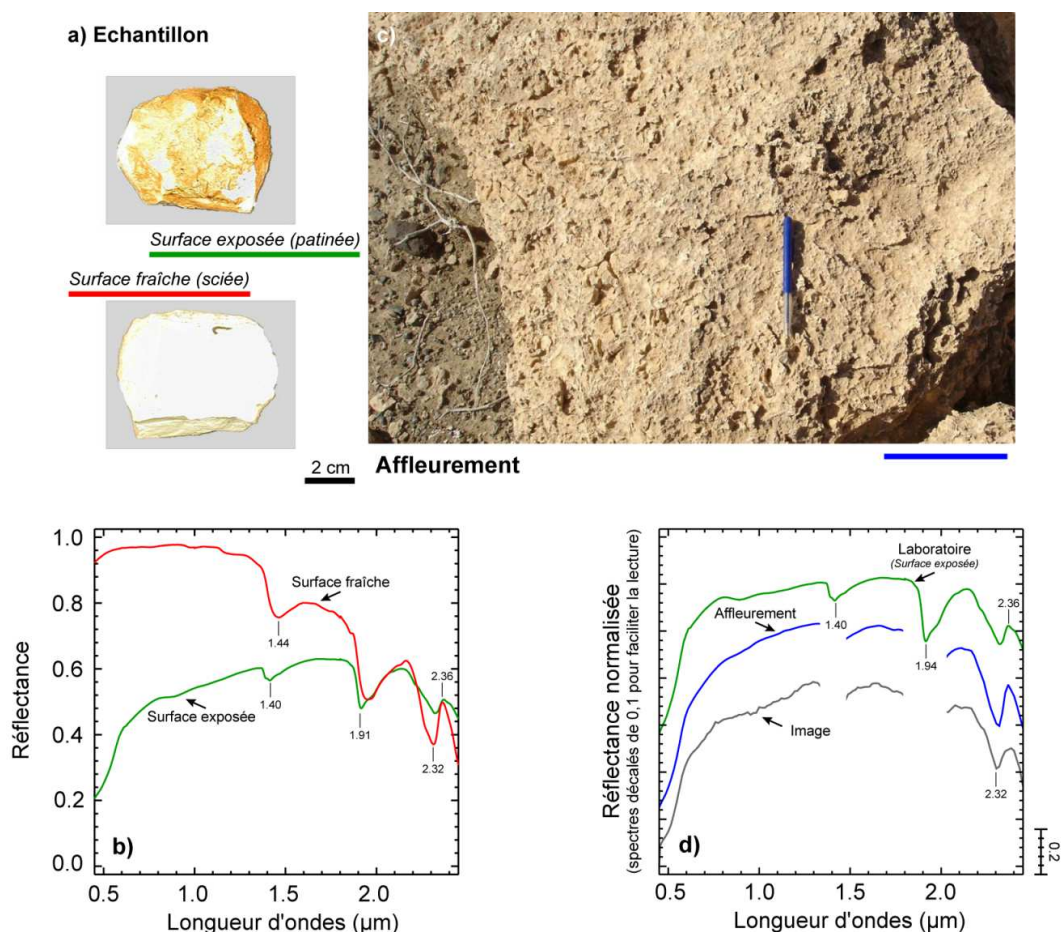


Figure 224 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif d'un calcrete ou d'un travertins. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Affleurement d'un encroûtement de magnésite. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

La surface fraîche d'un carbonate est blanche (Figure 224a). Le spectre de cette surface est typique de la magnésite (Figure 224b et Figure 202). Il est dépourvu d'absorptions entre 0,45 et 1,40 μm et se caractérise par des fortes valeurs de réflectances (Hunt et Salisbury, 1971). Au-delà, le spectre présente deux absorptions à 1,40 et à 1,90 μm produites par la molécule d'eau et l'ion OH. Ces observations montrent un certain degré d'hydratation du minéral suggérant de l'hydromagnésite comme le proposent Hunt et Salisbury (1971). La dernière absorption décrite masque les absorptions attribuées à la vibration du radical CO_3^{2-} . Seule l'absorption à 2,32 μm produite par la combinaison de

la fondamentale ν_3 est identifiée (i.e., $3\nu_3$). Entre 2,32 et 2,45 μm le spectre présente un pic à 2,36 μm caractéristique des carbonates.

La surface exposée de cet échantillon est recouverte d'une fine pellicule jaune orangée. Son épaisseur est hétérogène laissant entrevoir par endroit de la magnésite pure (Figure 224a). La présence de cette fine pellicule est responsable des plus faibles valeurs de réflectance observées par rapport au spectre de la surface fraîche. De plus, vers les courtes longueurs d'ondes, ces valeurs chutent (Figure 224b). Dans l'infrarouge à courte longueur d'onde, les mêmes absorptions à 1,40, à 1,91 et à 2,32 μm sont identifiées. En revanche, leur profondeur est moins importante.

La Figure 224c montre un encroûtement de carbonates rencontré typiquement à proximité des harzburgites à veines interstitielles de magnésite. La surface présente un aspect jaune orangé, comme pour l'échantillon examiné en laboratoire. Cependant, la distribution de cette pellicule d'oxydes est plus homogène. Le spectre qui en résulte présente des caractéristiques similaires au spectre de la surface patinée. En revanche, la réponse de l'affleurement est plus arquée entre 0,70 et 1,30 μm . Aucune modification n'est observée par rapport au spectre de cette surface acquis par un instrument aéroporté. Puisque cet affleurement ne présente pas de surface fraîche de magnésite, ce minéral est identifié par le spectre de sa surface patinée.

Dans le cas de ces formations, la patine est caractérisée par une fine pellicule d'oxydes de fer. Le fer libéré par les roches environnantes est mis en solution et précipite à la surface de ces encroûtements. Ceci entraîne une modification du spectre de la magnésite. Dans le visible proche infrarouge les valeurs de réflectance chutent, tandis que dans l'infrarouge à courte longueur d'onde la profondeur des bandes caractéristiques de ce minéral sont atténuées. Malgré cela, la signature de surface demeure typique à cette lithologie permettant de l'identifier par spectrométrie.

10.3 Séquence Crustale

Comme il a été présenté dans le chapitre précédent, la séquence crustale est composée par deux secteurs dont la composition minéralogique est différente. Le premier est caractérisé par des gabbros, tandis que le second par des pyroxénites dont les teneurs en ortho- et en clinopyroxènes sont variables. Dans cette séquence, nombreuses sont les intrusions de wehrlite (Juteau et al., 1988) qui proviennent de la zone de transition manteau/croûte (Benn et al., 1988). Des gabbros supérieurs et des dykes, tous deux marqués par une abondance plus ou moins forte en amphiboles marquent la fin de la cette séquence.

10.3.1 Gabbros

Comme le montre la Figure 225, les principaux minéraux qui forment cette lithologie sont le plagioclase (40-50%), le clinopyroxène (40-50%) et l'olivine ($\leq 20\%$). Les grains d'olivine font en moyenne 0,5 mm de diamètre et se dispersent dans une matrice formée par les cristaux de feldspath et

de clinopyroxène dont la taille est de l'ordre de 1 mm. Un certain degré d'altération météoritique s'observe par l'assombrissement plus ou moins fort du plagioclase et de l'olivine observés en lame mince en lumière naturelle (LPNA, Figure 225).

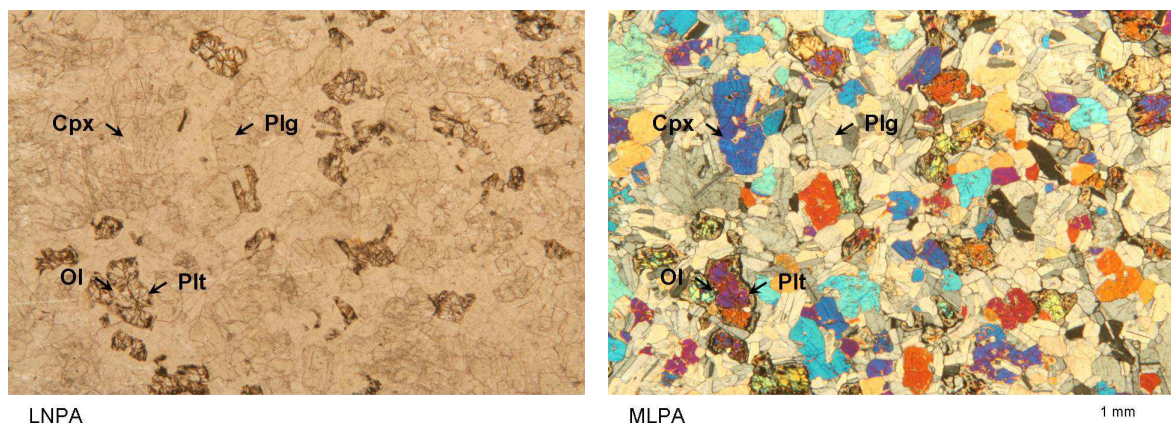


Figure 225 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant un gabbro à olivine. Ol= olivine, Cpx= clinopyroxène, Plg= plagioclase, Plt= pilitite (i.e., serpentine+magnétite+chlorite+talc).

La surface fraîche de l'échantillon examiné présente une coloration verte (Figure 226a). Le spectre de cette surface est marqué dans le visible par une légère absorption typique du diopside vert autour de 0,67 μm et au-delà par deux bandes centrées à 1,04 et à 2,30 μm qui confirme l'identification de ce clinopyroxène (Figure 226b et Figure 202) (Hunt et Salisbury, 1970 ; Clark et al., 1993). Le maximum de réflectance observé à 1,60 μm résulte de la combinaison de ces deux bandes d'absorption et montre que l'olivine n'est pas assez abondante pour être détectée. Des absorptions étroites et peu profondes révèlent aussi la présence de minéraux d'altération. Celles-ci ne sont cependant pas suffisantes pour révéler la présence de plagioclase qui n'est pas du tout visible. Dans ces conditions, il n'est pas possible de distinguer ce gabbro d'une clinopyroxénite.

La surface exposée présente quant à elle une patine très développée dont la couleur est brun rouge (Figure 226a). Le spectre de réflectance de cette surface présente une croissance continue du visible à 1,85 μm (Figure 226b). Les deux absorptions à 0,67 et à 1,04 μm du clinopyroxène tendent à s'atténuer, laissant place à un minimum qui se décale vers 1,00 μm confirmant la présence d'oxydes de fer. Au-delà de 0,90 μm , le spectre de la surface patinée présente des valeurs de réflectance supérieures au spectre de la surface fraîche. Seule l'absorption à 1,90 μm associée à l'hydratation des minéraux se manifeste. Deux étroites absorptions associées à la vibration des molécules Al-OH et Fe-OH sont observées à 2,20 et à 2,25 μm . Elles sont typiques de la réponse de certaines argiles qui proviennent de l'altération des feldspaths ou des ferromagnésiens. La présence d'argiles dans les patines a déjà été documentée notamment par les travaux de Potter et Rossman (1977). Une réponse spectrale similaire a été observée par Pontual (1990) sur ce type de lithologie. L'interprétation donnée

par ces travaux pour un tel signal est celui d'un mélange d'oxydes de fer associés intimement à des argiles.

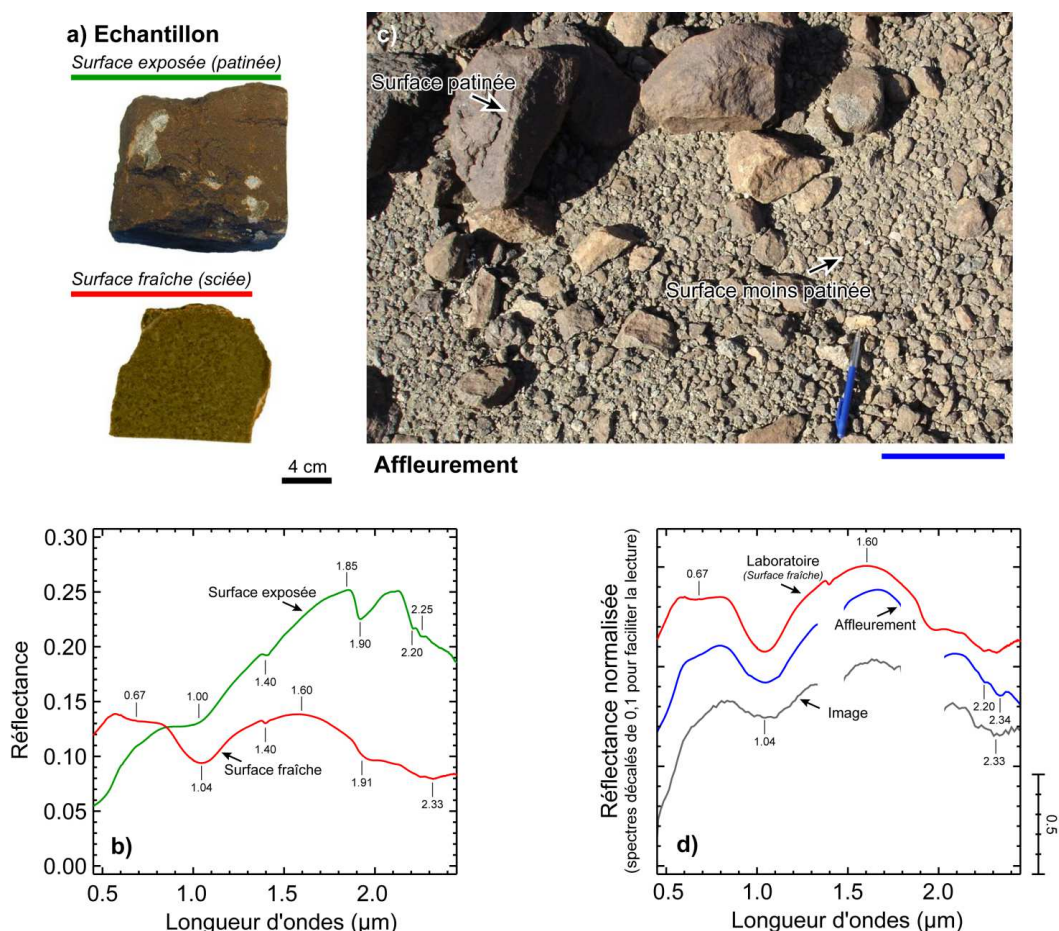


Figure 226 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (sciée) d'un échantillon représentatif du faciès gabbro à olivine. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès gabbro à olivine observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorption. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

Sur le terrain, le gabbro affleure sous la forme de blocs pluricentimétriques espacés les uns des autres. Comme le montre la Figure 226c, la surface libre laissée entre les éléments est occupée par un gravier dont la taille oscille autour de 3 cm. Sa particularité est de présenter une patine peu ou pas développée par rapport aux éléments de plus grande taille. Par ailleurs, une fine poussière donne à l'affleurement un aspect plus clair. Le spectre de cet affleurement est caractérisé par une large absorption à 1,04 et à 2,30 μm et par un maximum de réflectance à 1,60 μm comme pour le spectre de la surface fraîche de l'échantillon représentatif (Figure 226d). Des absorptions étroites à 2,20 et à 2,34 μm, caractéristiques de la vibration des groupements Fe-OH et Al-OH des argiles, se superposent à la

large absorption du clinopyroxène dans l'infrarouge à courte longueur d'onde. Ces argiles proviennent de l'altération des feldspaths et sont libérées, à l'occasion de la fragmentation des blocs en gravier, sous forme de fines poussières qui recouvrent le site. Le spectre de l'image correspondant au site examiné présente ainsi des propriétés spectrales similaires à celles du spectre de l'affleurement. Il montre que l'effet de la patine rencontrée sur les gros blocs est atténué grâce à l'affleurement de la minéralogie primaire par le biais du gravier non patiné qui provient de la défragmentation *in situ* des boules de gabbro. La remontée du spectre de la surface sciée analysée en laboratoire provient d'un effet de diffusion lié à la géométrie des traits de scie présents à la surface.

En résumé, la patine qui se développe sur le gabbro masque la signature de la roche fraîche par un mélange d'argiles et d'oxydes de fer à la surface. Grâce à l'altération mécanique conduisant à la formation d'un gravier de gabbro, la roche fraîche apparaît et permet la détection des pyroxènes. Celle des plagioclases n'est détectée indirectement que lorsque leur altération se développe.

10.3.2 Gabbros supérieurs et dykes

Les échantillons appartenant aux gabbros supérieurs et aux dykes se caractérisent par des cristaux de feldspath plagioclase en baguettes définissant une texture ophitique (Figure 227). L'abondance de ce minéral est généralement de 45 à 55%. La seconde phase minérale la plus abondante correspond aux amphiboles (30-40%), témoins d'une circulation importante de fluides à proximité de la surface des séries ophiolitiques. Dans l'échantillon étudié, deux types d'amphiboles sont identifiés : la hornblende brune et l'actinote. La troisième espèce minérale rencontrée dans ce type de lithologies est la chlorite dont le mode oscille entre 10 et 15%. Les cristaux de plagioclase se caractérisent par un début d'altération qui se traduit par la présence d'un assemblage de cristaux microscopiques. Ces derniers donnent au minéral un aspect sale et correspondent très généralement à de fines paillettes de mica.

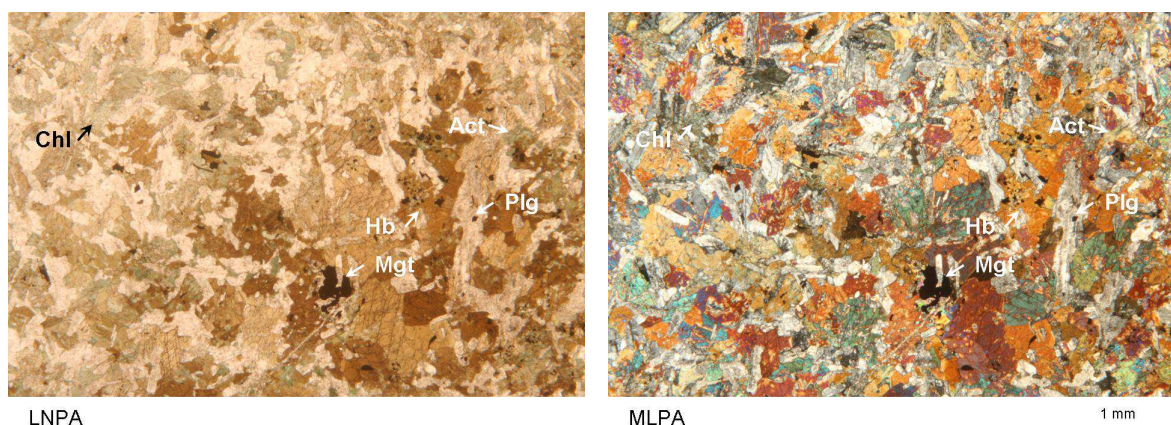


Figure 227 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant un dyke. Hb= hornblende, Act= actinote, Plg= plagioclase, Chl= chlorite, Mgt= magnétite.

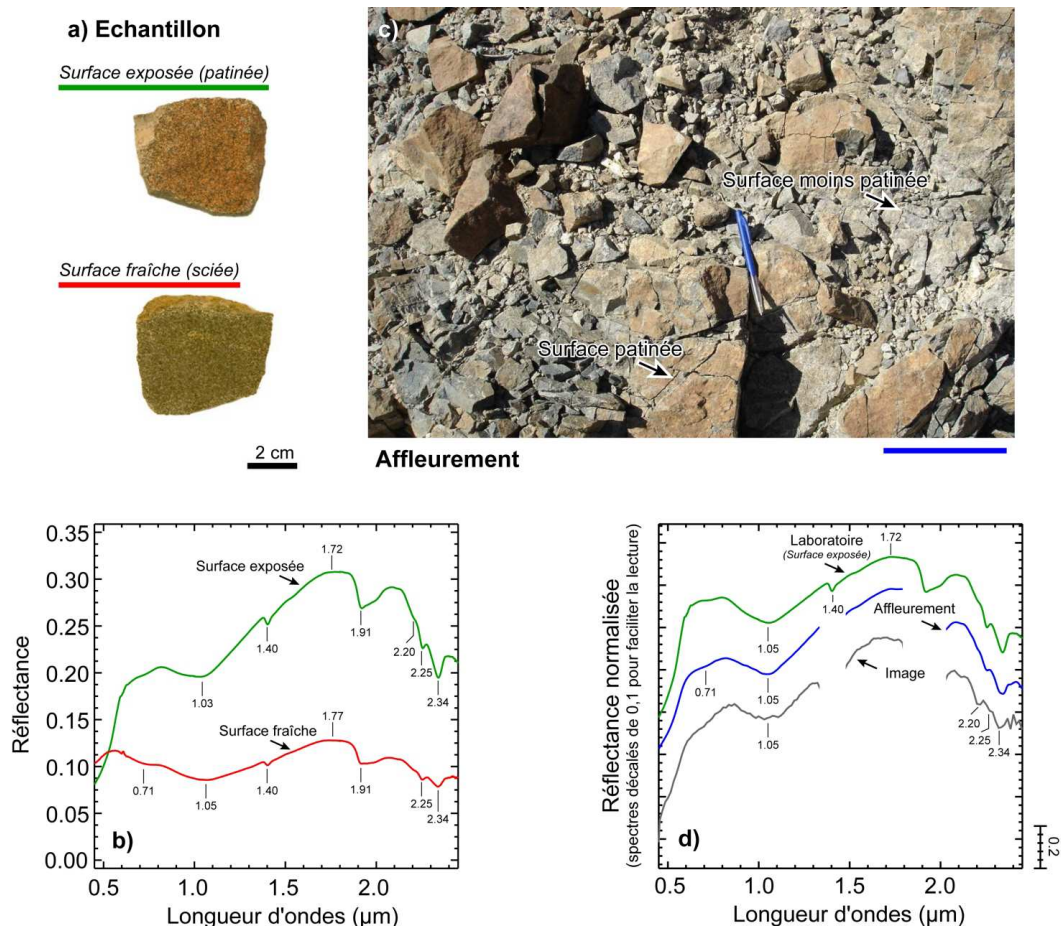


Figure 228 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (sciée) d'un échantillon représentatif du faciès dykes du complexe filonien. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès dykes observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de différents appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

Comme le montre la Figure 228a, la surface fraîche de cet échantillon présente une coloration verte produite par l'actinote et la chlorite. L'aspect moucheté quant à lui est produit par les baguettes de plagioclase. D'une manière générale, le spectre de cette surface est caractérisé par de faibles valeurs de réflectance (Figure 228b). Sa partie visible présente une remontée anormale des valeurs de réflectance à cause de la diffusion de la lumière créée par les fines éraflures produites par le trait de scie. Dans le proche infrarouge, le spectre se caractérise par une étroite absorption à 0,72 μm et par une bande plus large à 1,02 μm. Ces deux absorptions sont respectivement attribuées aux processus électroniques des ions Fe^{3+} et Fe^{2+} présents dans les amphiboles et la chlorite (Figure 202a) (Hunt et Salisbury, 1970 ; King et Clark, 1989 ; Clark et al., 1993). Le maximum de réflectance dans l'infrarouge à courte longueur d'onde se situe à 1,77 μm. De part et d'autre de cette position, se creusent deux absorptions à 1,40 et à 1,90 μm liées à la vibration de la molécule d'eau et du radical -

OH. Au-delà de 2,00 μm , le spectre présente des absorptions à 2,20 et à 2,34 μm produites par la vibration de la molécule Al-OH et à 2,25 μm par celle de la molécule Fe-OH. Cette réponse est interprétée comme étant le résultat du mélange intime entre l'amphibole et la chlorite (Figure 202a et b). Ce dernier minéral modifie les deux absorptions caractéristiques de l'amphibole à 2,31 et à 2,38 μm (Hunt et Salisbury, 1971 ; Hunt et al., 1973, 1977).

La surface exposée de cet échantillon présente une fine pellicule jaune orangée à travers laquelle sont identifiés les minéraux primaires de ce faciès (Figure 228a). Les ferromagnésiennes deviennent plus sombres tandis que les feldspaths prennent une teinte plutôt jaunâtre produite par les oxydes de fer qui les recouvrent. L'effet de ce vernis sur la réponse spectrale de cette roche entraîne une augmentation des valeurs de réflectance sur toute la gamme de longueurs d'ondes (Figure 228b). Néanmoins, vers les courtes longueurs d'ondes, le spectre présente une forte diminution des valeurs de réflectance. L'absorption liée aux ions Fe^{3+} est atténuée. L'absorption observée à 1,05 μm se décale légèrement vers 1,03 μm et se creuse davantage. Ces observations sont en accord avec la présence d'oxydes de fer dans cette fine pellicule. Ces minéraux d'altération sont également responsables du léger décalage du maximum de réflectance vers 1,72 μm . Les absorptions à 1,40 et à 1,91 μm se creusent davantage ainsi que les absorptions liées à la vibrations des ion Fe et Al groupés au radical -OH provoquant respectivement les bandes à 2,25 et 2,34 μm . Une légère altération des plagioclases en phyllosilicates produit une inflexion sur le spectre à 2,20 μm .

Sur le terrain, ces dykes ont la particularité de présenter de nombreuses diaclases permettant l'affleurement d'un mélange de blocs qui présentent à la fois une patine ou une surface fraîche (Figure 228c). Les spectres de cet affleurement observé sur le terrain ou à l'échelle d'un pixel présentent des caractéristiques proches suggérant une homogénéité de la surface du site examiné. Aucune différence majeure n'est rencontrée entre le spectre de la surface patinée d'un échantillon et celle de l'affleurement à ces deux échelles d'observation.

La patine a une très faible influence sur la signature spectrale de cette lithologie et se caractérise essentiellement par une augmentation des valeurs de réflectance et par un creusement des bandes d'hydratation. Les oxydes de fer présents dans cette fine pellicule contribuent à accentuer une large absorption produite déjà par les amphiboles. À l'échelle de l'affleurement, cette lithologie présente une signature caractéristique correspondant au mélange des amphiboles et de la chlorite qui permet de la distinguer des autres faciès.

10.3.3 Pyroxénites

L'échantillon examiné est composé entre 90 et 100% de pyroxènes. La proportion de clinopyroxène (i.e., diopside) est estimée à 60-65% tandis que celle de l'orthopyroxène (i.e., enstatite) à 30-35% (Figure 229). Quelques cristaux d'olivine pœcilitique sont également rencontrés mais demeurent rares (<5%). Cette composition définit une websterite à clinopyroxène dominant. La

plupart des cristaux présents dans cette roche sont préservés de l'altération hydrothermale et présentent un aspect frais. En revanche, un début de déstabilisation supergène commence à se manifester au cœur de certains de ces cristaux avec le développement de bastite (i.e., mélange de serpentine et de talc) et par l'accumulation d'oxydes de fer le long des plans de clivage ou à la limite des grains. Cette déstabilisation est encore plus poussée dans l'olivine en voie de remplacement par un mélange de serpentine et d'oxydes de fer.

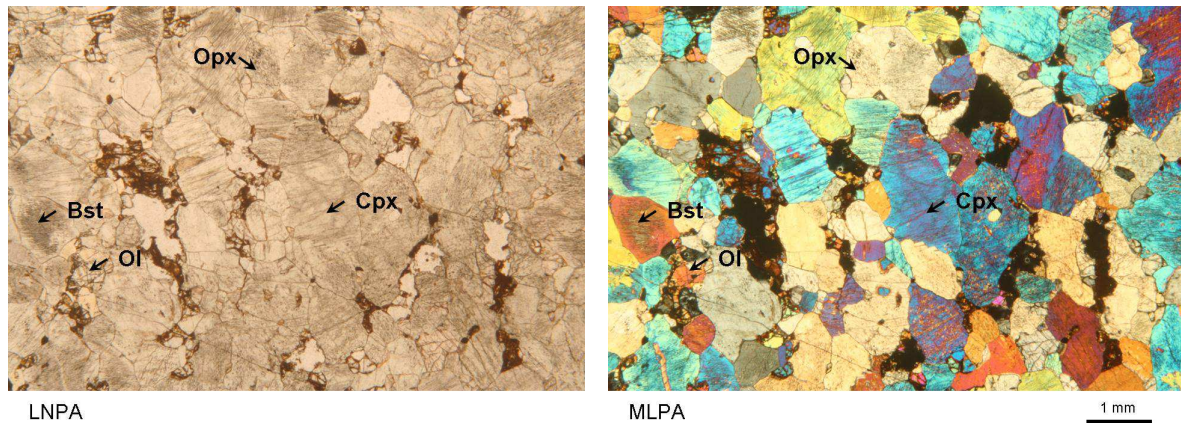


Figure 229 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une clinopyroxénite. Cpx= clinopyroxène, Opx= orthopyroxène, Ol= olivine, Bst= bastite.

La surface fraîche de cette roche présente une coloration vert foncé produite par les pyroxènes (Figure 230a). Son spectre est marqué par une étroite absorption à 0,67 μm typique du diopside et par une bande plus large centrée à 1,03 μm (Figure 230b). Ces deux bandes sont produites respectivement par les transitions électroniques de l'ion Fe^{3+} et Fe^{2+} des pyroxènes (Figure 202a) (Hunt et Salisbury, 1970 ; Singer, 1981). La seconde absorption à 2,33 μm contribue au positionnement d'un maximum de réflectance à 1,62 μm et confirme la prédominance du clinopyroxène. En revanche, la position de ces deux critères décalés légèrement vers des longueurs d'ondes plus petites par rapport à ceux du clinopyroxène illustre le mélange avec l'orthopyroxène (Figure 202a). Une série de bandes plus étroites et peu profondes situées à 1,40, 1,91 et à 2,32 μm trahit la présence serpentine et bastite en faibles proportions.

La surface exposée de ce faciès présente une patine jaune brun avec quelques taches vertes de diopside et ocre d'enstatite (Figure 230a). Le spectre de cette surface présente une forte atténuation de toutes les absorptions caractéristiques des pyroxène sauf la bande à 1,03 μm . L'association de cette dernière au creusement des bandes d'absorption à 1,40 et 1,90 μm suggère plutôt le développement d'une patine de surface à oxydes de fer tels que la goëthite ou la limonite (Figure 202b). La présence de serpentine sur cette surface se manifeste uniquement par une absorption à 2,32 μm .

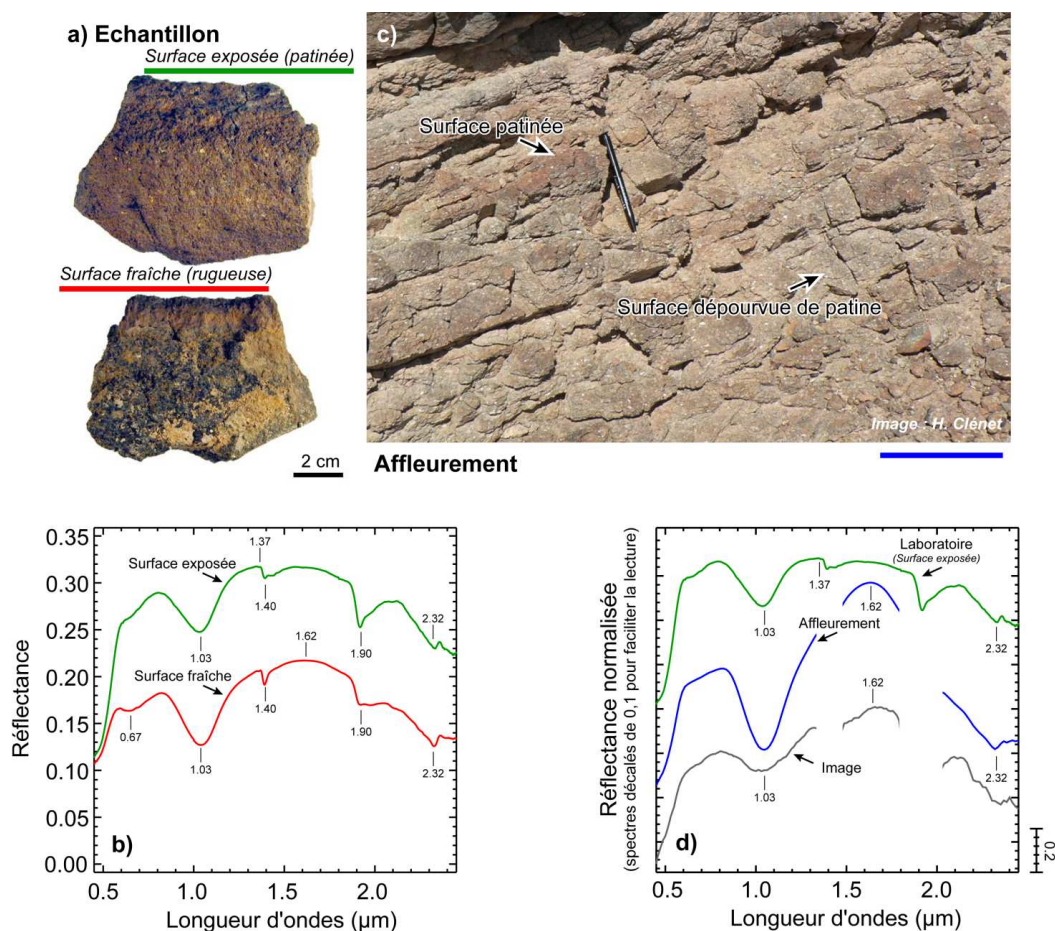


Figure 230 : (a) Surface exposée (patinée) et surface fraîche (rugueuse) d'un échantillon représentatif du faciès clinopyroxénite. (b) Spectres caractéristiques des surfaces présentées en (a) acquis en laboratoire à l'aide du spectromètre ASD. (c) Surface caractéristique du faciès clinopyroxénite observée sur le terrain. (d) Spectres des surfaces présentées en (a) et en (c) normalisés à leur tendance acquis à l'aide de divers appareils (ASD et HyMap). Les lignes verticales indiquent les maximums de réflectance ainsi que la position des bandes d'absorptions. L'ensemble de ces observations est discuté dans le texte. Les bandes d'absorptions liées à l'atmosphère à 1,40 et 1,90 μm sont masquées.

Certains secteurs du site où affleure cette lithologie présentent le même aspect patiné que celui de l'échantillon décrit précédemment (Figure 230c). D'autres demeurent moins patinés faisant ressortir davantage la minéralogie primaire de cette roche. La réflexion spéculaire de la lumière sur les plans de clivage de pyroxène convenablement orientés facilite leur repérage sur l'affleurement et donne un aspect moucheté caractéristique à cette roche. Le spectre acquis sur le terrain présente les mêmes propriétés spectrales que le spectre de la surface fraîche (Figure 230d). Il est défini par deux larges absorptions très profondes centrées à 1,03 et à 2,33 μm et par un maximum de réflectance à 1,62 μm . Cette bonne correspondance vient du fait que les surfaces patinée, plus rouge, tendent à s'exfolier facilement comme le montre la Figure 230c livrant ainsi plus fréquemment une signature de pyroxène à l'affleurement.

L'effet de la patine sur les pyroxénites semble moins fort que sur les autres faciès de roches. Bien que cette lithologie présente une signature caractéristique, elle ressemble fortement à celle du gabbro examiné dans le paragraphe 10.3.1. En effet, ces deux lithologies sont dominées par la signature du clinopyroxène et le plagioclase ne permet pas de les dissocier. En revanche, la bonne exposition des pyroxènes devrait permettre de bien distinguer les webstérites à clinopyroxène dominant des webstérites à orthopyroxène dominant.

10.3.4 Wehrlite plagifère

La wehrlite étudiée est essentiellement composée par de l'olivine (50-60%) et par un réseau de clinopyroxène (15-30%) et plagioclase (5 et 10%) pœcilitiques (Figure 231) témoins d'un mélange de wehrlite et gabbro. L'olivine rencontrée est atteinte par une forte serpentinisation qui a conservé le fer de l'olivine sur place, à l'inverse des harzburgites, sous forme de magnétite. Comme il a été démontré dans le chapitre précédent, ce minéral se dispose sous la forme d'un réseau intimement lié à la serpentine et mieux structuré que dans les dunites à l'origine d'un assombrissement plus efficace. Cet opaque procure à la roche un aspect sombre en LNPA et est le responsable des faibles valeurs de biréfringence observées en MLPA.

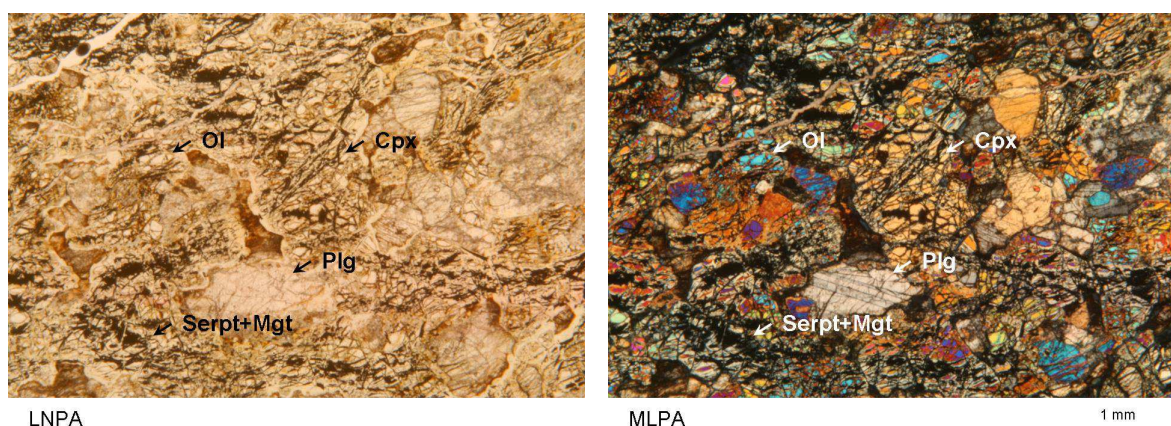
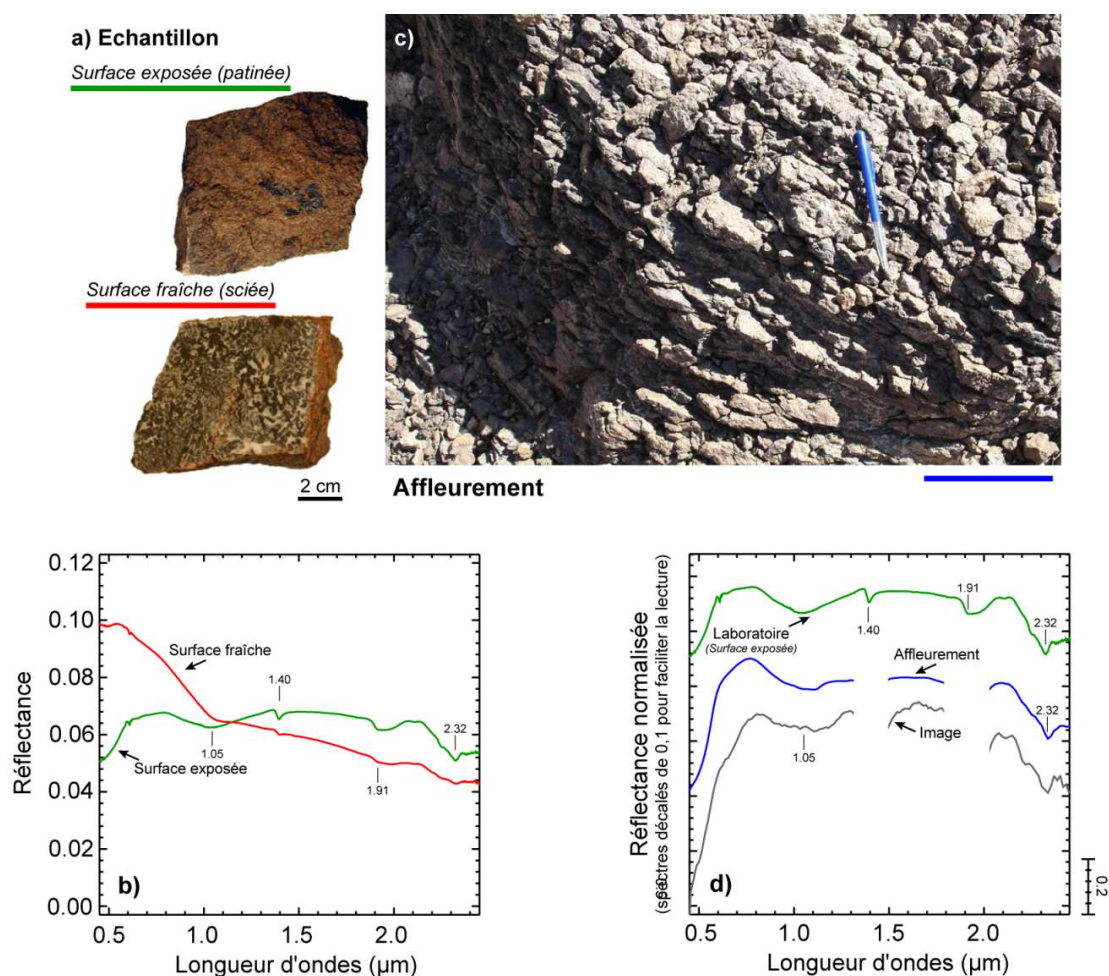


Figure 231 : Photos de lames minces en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA) illustrant une wehrlite plagifère. Ol= olivine, Cpx= clinopyroxène, Plg= plagioclase, Serpt= serpentine, Mgt= magnétite.

La surface fraîche de cet échantillon est très sombre en raison du réseau de magnétite associé à la serpentine (Figure 231a). Elle présente également quelques taches plus claires produites par les cristaux de plagioclase. Le spectre de la surface sciée présente une forme anormale dans le visible en raison du phénomène de diffusion de surface déjà décrit de nombreuses fois (Figure 231b). Malgré cela le spectre est caractérisé par une large absorption très atténuée autour de 1,05 μm attribuée à la transition de l'ion Fe^{2+} des clinopyroxènes. Au-delà, de légères inflexions à 1,40, 1,90, 2,13 et à 2,32 μm laissent supposer la présence de serpentine (Figure 202b). Mais comme il a été démontré dans le

chapitre précédent, l'association intime de ce minéral avec la magnétite atténue très fortement la signature Mg-OH.

La surface patinée est caractérisée par une teinte brun foncé aussi sombre que la surface sciée (Figure 231a) avec des valeurs de réflectance qui oscillent autour de 6% (Figure 231b). Dans le proche infrarouge, l'absorption à 1,05 μm des pyroxènes est un peu plus marquée. À la différence du spectre de la surface précédemment décrite, les absorptions liées aux produits d'altérations (i.e., à 1,40, 1,91 et à 2,31 μm) sont légèrement plus accentuées. En revanche, l'absorption à 2,13 μm de la serpentine demeure absente.



Sur le terrain cette lithologie présente les mêmes caractéristiques que l'échantillon décrit ci-dessus (Figure 231c). La surface est sombre et caractérisée par une patine rouge brun. La mesure effectuée sur l'affleurement, comme les spectres de l'image, présentent les mêmes propriétés que pour les échantillons (Figure 231d).

En faisant abstraction des phénomènes de diffusion de la lumière par les traits de scie, tous les spectres présentent des formes similaires. La patine ne se manifeste ici que par une légère augmentation de la profondeur des absorptions liées aux minéraux d'altérations.

10.4 Conclusion

Les huit lithologies examinées présentent des compositions minéralogiques très variées (Tableau 34 et Tableau 35). C'est notamment le cas entre les formations qui caractérisent la séquence mantellaire de la séquence crustale. Cependant, parmi les faciès qui définissent ces deux séquences, certaines compositions sont très proches les unes des autres (e.g., gabbro et pyroxénites ou websterites).

La réponse spectrale de la surface fraîche de l'ensemble de ces lithologies repose généralement sur les espèces minérales les plus abondantes. Les minéraux secondaires, responsables de légères modifications de la forme du spectre et détectables par l'introduction d'étroites bandes d'absorptions, peuvent être déterminant pour repérer par exemple la présence de plagioclase indétectable lorsqu'il n'est pas altéré.

La surface exposée des échantillons représentatifs de chaque faciès est constituée d'une patine d'altération. Peu épaisse, elle modifie la forme des spectres, atténue la profondeur de bandes d'absorption mais ne masque pas complètement la signature des minéraux primaires ou des phases d'altération révélatrice de minéralogies primaires remarquables. Epaisse, elle masque tout. Cependant, des altérations mécaniques favorisant l'exfoliation de ces patines épaisses permettent généralement de retrouver une fraction de surface fraîche sur la plupart des pixels d'une image ou sur un affleurement.

De façon générale, l'intensité des altérations de surface se mesure par l'approfondissement des absorptions attribuées aux minéraux hydratés (e.g., 1,40, 1,91, 2,13 et 2,32 μm). Celles-ci sont listées en compagnie des bandes d'absorption caractéristiques des minéraux primaires dans les Tableau 34 et Tableau 35 pour information. Il n'est cependant pas question d'identifier des faciès pétrologiques par cette méthode. Ce n'est que par l'étude de la forme très détaillée grâce à la haute résolution spectrale que ceux-ci ont pu être identifiés et cartographiés dans le chapitre précédent soumis à publication.

Tableau 34 : Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques et spectrales des lithologies rencontrées dans la séquence mantellaire de l'ophiolite d'Oman. Les minéraux en gras sont ceux qui s'expriment sur le spectre. Les minéraux en italique ont une légère influence sur certaines absorptions. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte.

Lithologies	Minéralogie	Bandes d'absorptions (µm)	
		Surface fraîche	Surface exposée
Harzburgite		0,69 (f)	
	- Olivine	0,91 (m)	0,91 (m/F)
	- Orthopyroxène	1,05 (F)	1,40 (F)
	- Serpentine	1,40 (F)	1,91 (F)
	- Chromite	1,91 (f)	2,13 (m)
	- <i>Oxydes de fer</i>	2,13 (f)	2,32 (F)
		2,32 (m)	
Dunite serpentinisée	- Serpentine	1,40 (f/m)	0,94 (f/m)
	- Magnétite	1,91 (f/m)	1,40 (F)
	- Chromite	2,13 (f/m)	2,13 (m)
	- Magnésite	2,32 (m/F)	2,32 (F)
	- <i>Oxydes de fer</i>		
Harzburgite avec carbonates interstitiels	- Orthopyroxène	0,66 (f)	0,91 (f)
	- Olivine	0,94 (F)	1,05 (f)
	- Serpentine	1,40 (m)	1,40 (m)
	- Magnésite	1,91 (F)	1,91 (m)
	- <i>Oxydes de fer</i>	2,32 (F)	2,31 (m)
			2,32 (m/F)
Calcretes et travertins	- Magnésite	1,44 (F)	1,40 (f)
	- <i>Oxydes de fer</i>	1,91 (F)	1,91 (m)
		2,32 (F)	2,32 (m)

Tableau 35 : Synthèse des principales caractéristiques minéralogiques et spectrales des lithologies rencontrées dans la séquence crustale de l'ophiolite d'Oman. Les minéraux en gras sont ceux qui s'expriment sur le spectre. Les minéraux en italique ont une légère influence sur certaines absorptions. Intensité relative des absorptions : f= faible, m= moyenne, F= forte.

Lithologies	Minéralogie	Bandes d'absorptions (µm)	
		Surface fraîche	Surface exposée
Gabbros à olivine	- Clinopyroxène	0,67 (f)	1,00 (f)
	- Olivine	1,04 (F)	1,40 (f)
	- Plagioclase	1,40 (f)	1,90 (m)
	- <i>Pilite</i>	1,91 (f)	2,20 (f)
	- <i>Oxydes de fer</i>	2,33 (F)	2,25 (f)
Dykes du complexe filonien	- Amphiboles	0,71 (f)	1,03 (F)
	- Plagioclase	1,05 (m)	1,40 (f)
	- Chlorite	1,40 (f)	1,91 (m/F)
	- <i>Micas</i>	1,91 (f/m)	2,20 (f)
	- <i>Oxydes de fer</i>	2,25 (f)	2,25 (f)
		2,34 (f/m)	2,34 (m)
Pyroxénites (à Clinopyroxène dominant)	- Clinopyroxène	0,69 (f)	0,69 (f)
	- Orthopyroxène	1,03 (F)	1,03 (F)
	- <i>Bastite</i>	1,40 (f)	1,40 (f/m)
	- <i>Oxydes de fer</i>	1,90 (f/m)	1,90 (m/F)
		2,32 (f)	2,32 (f)
Wehrlite plagifère	- Olivine	1,05 (f)	1,05 (f/m)
	- Clinopyroxène	1,40 (f)	1,40 (f)
	- Plagioclase	1,91 (f)	1,91 (f)
	- Serpentine	2,32 (f)	2,32 (f/m)
	- Oxydes de fer		

11. Conclusion

L'étude sur l'influence des altérations de surface naturelle sur la reconnaissance des roches par télédétection hyperspectrale visible infrarouge a été appliquée dans deux environnements présentant des conditions climatiques très contrastées. Dans le but d'optimiser la cartographie géologique en utilisant cet outil, ce travail a été effectué pour répondre à des objectifs bien spécifiques :

- l'aide à la décision pour le programme d'étude des AOC des Muscadet de la Région Nantaise,
- l'amélioration de la cartographie géologique existante dans le Massif ophiolitique de Sumail en Oman.

Pour répondre à la problématique posée, un développement méthodologique ainsi qu'une étude sur les altérations des échantillons prélevés dans ces deux sites d'étude ont été menés sur le terrain comme en laboratoire.

Toutes les mesures spectrales effectuées lors de cette étude ont démontré qu'un changement d'échelle entraîne une modification de la géométrie d'observation. Par conséquent, la surface caractérisant les cibles examinées n'est plus la même. Ce phénomène produit une modification de la forme des spectres empêchant leur mise en correspondance directe. L'analyse comparée des surfaces a permis de définir une tendance qui porte l'information associée à ces changements de géométrie. Selon les cas, elle correspond soit à une droite en nombre d'ondes (e.g., échantillon en laboratoire), soit à une fonction calculable à l'aide d'une moyenne mobile (e.g., affleurement observée sur le terrain ou par avion). La normalisation des spectres à cette tendance rend ainsi les jeux de données directement comparables entre eux. Cet ajustement empirique a l'avantage de préserver la forme des spectres facilitant de cette manière la discrimination de pétrologies à minéralogie proches les unes des autres. Un autre avantage de cette approche est de s'ajuster plus directement à la démarche du prospecteur. Il s'agit en effet de repérer sur le terrain des signatures pétrologiques ou minéralogiques particulières et d'en appréhender l'extension spatiale ou géographique à l'aide de la télédétection.

Néanmoins, ce type de normalisation conduit à la perte de l'information sur l'albédo. Par conséquent, ce dernier n'est plus utilisable. De même, certains minéraux ne sont toujours pas détectables. Ce sont par exemple les plagioclases qui n'apparaissent sur les données hyperspectrales que lorsqu'ils s'altèrent en des minéraux produisant sur le spectre des bandes d'absorption étroites.

La cartographie géologique par télédétection repose sur l'estimation des occupations surfaciques des lithologies présentes à l'échelle d'un pixel, mais comme cela vient d'être souligné, des mélanges intimes entre minéraux faussent cette estimation. Pour modéliser la réponse spectrale d'une roche, une

série de tests a permis de démontrer qu'il est plus simple de considérer le spectre d'une lithologie comme la réponse d'un assemblage de minéraux formant une texture particulière. Cette hypothèse permet d'effectuer des mélanges surfaciques entre des faciès spectraux différents, rendant compte alors de leur occupation au sein d'un pixel. Deux méthodes ont été testées pour résoudre le problème des mélanges. La méthode directe donne des résultats plus significatifs que la méthode inverse qui ne fonctionne correctement que lorsque toute l'information contenue dans un pixel est connue, ce qui n'est pas le cas pour une image aéroportée. La méthode directe permet de mieux contraindre, à l'échelle d'un pixel, les mélanges entre lithologies dont la composition est très proche, tout en restant insensible à de petites variations de forme. De plus, l'utilisation de la méthode directe est optimisée par le retrait d'une tendance qui permet une mise en correspondance directe du jeu de données acquis sous des conditions et à des échelles d'observation très différentes. Ces résultats rejoignent ceux obtenus dans d'autres disciplines en utilisant cette stratégie (Mélédér et al., 2003 ; Combe et al., 2005) et montre qu'une telle méthode est adaptée pour des applications en géologie.

Au terme de cette première campagne d'exploration dans la délimitation du Muscadet Nantais, conduite par une approche pétrologique, pédologique et spectrale, un certain nombre d'apports arrivent à être dégagés notamment sur la compréhension des propriétés spectrales des produits d'altération et leur détection à distance.

Les différentes unités lithologiques examinées dans la "Nappe cristallophyllienne de Champtoceaux" sont distinguées les unes des autres à partir de bandes d'absorption spécifiques aux minéraux qui leur sont propres, permettant ainsi de définir des groupes distincts de roches. Toutefois, faire la différence entre des faciès distincts présentant des minéraux communs apparaît plus compliqué.

L'analyse des altérites qui se développent à partir de ces unités lithologiques a démontré qu'une étroite relation existe entre les minéraux parents, identifiés dans les roches-mères, et les espèces minérales présentes dans les sols. Les types de sols peuvent être alors discriminés par la signature des minéraux primaires qui demeurent encore stables et abondants dans le sol. En revanche, cette étude a démontré que l'utilisation de la réponse spectrale des minéraux néoformés apparaît plus délicate. En effet, le type de minéraux néoformés apparaît comme n'étant pas toujours contrôlé par la nature de la roche-mère, qui régule au contraire leur abondance, mais plutôt par le degré d'altération des altérites.

Ce travail a révélé que les altérites situées en position de plateau, qui sont issues de roches de nature différente, tendent à une homogénéisation de leur composition en raison d'un degré d'altération plus avancé. Au contraire, la composition des altérites qui sont situées dans des pentes, tendent à se rapprocher de celle de la roche-mère.

Les analyses complémentaires aux DRX ont permis de confirmer que certaines argiles spécifiques à une altérite voient leur signature spectrale masquée par celles d'autres minéraux primaires ou néoformés plus abondants, empêchant leur utilisation en télédétection. Grâce à l'étude de profils verticaux de sols, nous avons pu mettre en évidence une forte mobilité du fer. En effet, cet élément aurait pu être utilisé pour discriminer des altérites provenant de roches dépourvues de minéraux ferromagnésiens de celles qui en contiennent. Néanmoins, en raison du lessivage créé par le battement de la nappe phréatique, cet élément se concentre sous la forme d'oxyde à la base des altérites. Il est par conséquent peu présent en surface. Cela nous amène à conclure que l'utilisation du domaine compris entre 0,45 et 1,00 μm (i.e., intervalle de longueurs d'ondes où les oxydes s'expriment) peut conduire à de mauvaises interprétations. Dans l'éventuelle réalisation d'une campagne aéroportée, ce travail suggère donc une réduction de l'intervalle d'étude au domaine compris entre 1,00 et 2,50 μm .

Ce travail démontre que la spectrométrie peut être un outil efficace pour la détermination des horizons pédologiques. L'intervalle de longueurs d'onde entre 0,45 et 1,00 μm , correspondant aux domaines des absorptions dues aux oxydes de fer, présente un intérêt particulier pour ce domaine d'application puisqu'il permet de quantifier l'hydromorphie.

L'étude menée de manière plus ponctuelle sur l'ensemble des faciès de gabbros affleurant dans le "Complexe éruptif du Pallet" a permis de définir pour la première fois, et ceci à partir de données spectrales, la zonation pétrologique établie auparavant par d'autres travaux (Brillanceau, 1964 ; Aubouin et al., 1969).

À l'aide de deux profils longitudinaux, le gabbro a été étudié dans son environnement de surface simulant la réponse qui serait enregistrée par un instrument hyperspectral lors d'une future campagne aéroportée sur le Massif. Ceci a permis de définir la limite de détectabilité d'au moins trois faciès de gabbros. L'examen des roches à ces deux échelles montre que la reconnaissance des cibles ne passe pas uniquement par l'identification des bandes d'absorptions mais qu'une partie de l'information est portée par la forme des spectres. Ces bons résultats reposent sur le retrait de la tendance évoquée précédemment, permettant de s'affranchir des phénomènes de micro et de macro rugosité de surface.

Suite aux résultats acquis sur le terrain, examinés ensuite par spectrométrie et finalement validés par DRX, une quantification des phases argileuses pourrait être accomplie dans l'avenir à partir d'études complémentaires sur l'ensemble des argiles. Ces résultats pourraient ainsi ouvrir de nouvelles perspectives de traitements dans un tel environnement lors d'un futur vol hyperspectral dans la région. Ceci permettrait également de valoriser la totalité des résultats fournis dans ce travail. Afin de minimiser l'effet lié à la couverture végétale, fortement présente dans le secteur étudié, ce vol devrait être effectué au printemps.

La seconde grande thématique abordée dans cette thèse concerne l'étude des altérations en Oman. Il a été démontré que chaque lithologie de l'ophiolite est caractérisée par un type de patine bien spécifique. Selon les cas et en fonction du degré d'évolution de ce vernis, des variations de composition sont tout de même mises en évidence. Cette remarque s'applique plus particulièrement aux lithologies de la séquence crustale. Néanmoins, suite à nos observations de terrain, il est apparu qu'à l'échelle d'un pixel les affleurements sont suffisamment exfoliés pour exposer une surface fraîche responsable du signal enregistré par un instrument aéroporté.

Les données aéroportées étant cette fois-ci disponibles pour le site étudié, une nouvelle stratégie de cartographie a été développée et appliquée aux données HyMap pour examiner le Massif de Sumail. Cette stratégie est essentiellement basée sur la comparaison directe entre les spectres de l'image et ceux des bibliothèques synthétiques construites à partir de pôles purs définis selon des fondements pétrologiques et des acquisitions effectuées sur le terrain.

La cartographie de ce Massif par télédétection a été optimisée par la segmentation de l'image hyperspectrale en deux secteurs : la séquence mantellaire et la séquence crustale. Cette segmentation a été effectuée principalement grâce à l'étude de la forme de la bande d'absorption Mg-OH caractéristique des serpentines des péridotites à l'exclusion de la wehrlite de la croûte où cette bande Mg-OH est efficacement masquée par de la magnétite. La conception de ces bibliothèques a été optimisée par la limitation du nombre de combinaisons possibles entre pôles pétrologiques sur chaque secteur.

Des cartes de fraction de couverture sont établies pour chacune des lithologies caractéristiques de l'ophiolite en se basant sur l'identification des ressemblances spectrales sur toute la gamme de longueur d'ondes à l'aide de la normalisation par une tendance. La combinaison de ces documents nous permet alors de proposer une nouvelle carte géologique du Massif qui identifie correctement les lithologies et améliore sensiblement les limites connues actuellement. Un des résultats les plus pertinents procuré par ce nouveau document est la découverte d'un bloc crustal enrichi en orthopyroxène, minéral absent dans les autres parties de la croûte.

L'identification de ce nouveau secteur incite à effectuer des recherches plus approfondies sur ce terrain d'étude afin d'améliorer les connaissances sur la mise en place de cette ophiolite à l'aide d'analyses complémentaires (e.g., tectoniques, géochimiques). La cartographie géologique étant un cas particulier de représentation spatiale d'unités lithologiques, nous proposons l'utilisation d'une telle stratégie pour d'autres domaines d'applications afin d'aider à l'amélioration des cartes thématiques. Ainsi, des objets rencontrés dans d'autres environnements comme par exemple le minier, l'urbain ou le forestier seront mieux représentés.

Références bibliographiques

- Abrams, M. J., Rothery, D. A. et Pontual, A. (1988). Mapping in the Oman ophiolite using enhanced Landsat Thematic Mapper images. *Tectonophysics*, 151, 387-401.
- Adams, J. B. (1965). The VIS region absorption spectra of rare-earth minerals. *American Mineralogist*, 50, 356-366.
- Adams, J. B. (1974). Visible and near-infrared diffuse reflectance: spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the solar system. *Journal of Geophysical Research*, 79, No. 32, 4829-4836.
- Adams, J. B. (1975). Interpretation of visible and near infra-red diffuse reflectance spectra of pyroxenes and other rock forming minerals. *Infra Red and Raman Spectroscopy of Lunar and terrestrial Minerals*, Karr, C. (Eds.), New York Academic press, 91-116.
- Adams, J. B. et McCord, T. B. (1972). Electronic spectra of pyroxenes and interpretation of telescopic spectral reflectivity curves of the moon. *Proceeding of the 3rd Lunar Science Conference*, *Geochemistry Cosmochimica Acta*, 3, 3021-3034.
- Adams, J. B., Smith, M. O. et Gillespie, A. R. (1993). Imaging Spectroscopy: Interpretation Based on Spectral Mixture Analysis. *Dans* : Pieters, C. M. et Englert, P. A. (Eds.), *Remote geochemical analysis: elemental and mineralogical composition*. Press Syndicate of University of Cambridge, Cambridge, England, 145-166.
- Adams, J. B., Smith, M. O. et Gillespie, A.R. (1989). Simple Models For Complex Natural Surfaces: A Strategy For The Hyperspectral Era Of Remote Sensing. *Dans* : *Proceedings, IGARSS'89, 12th Canadian Symposium on Remote Sensing*, 1, 16-21.
- Adams, J. B., Smith, M. O. et Johnson, P. E. (1986). Spectral mixture modelling - A new analysis of rock and soil types at the Viking Lander 1 site. *Journal of Geophysical Research*, 91, 8098-8112
- AFES (1995). *Référentiel Pédologique*. INRA (Eds.), Paris, 332 pp.
- Allen, C. C. (1978). Desert varnish of Sonoran Desert - Optical and Electron-probe microanalysis. *Journal of Geology*, 86, 743-752.
- Amri, I. (1995). *Etude pétrologique et structurale d'une dorsale océanique fossile, Massif de Sumail (ophiolite d'Oman). Implications pour les mécanismes d'accrétion océaniques*. Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 199 pp.
- Amri, I., Benoit, M. et Ceuleneer, G. (1996). Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letter*, 139, 177-194.
- Anand, R. R. et Gilkes R. J. (1984). Weathering of hornblende, plagioclase and chlorite in meta-dolerite, Australia. *Geoderma*, 34, 261-280.
- Anderson, K., Wells, S. et Graham, R. (2002). Pedogenesis of vesicular horizons, Cima Volcanic Field, Mojave Desert, California. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 878-887.
- Aspandiar, M. F. et Eggleton, R. A. (2002a). Weathering of chlorite. I. Reactions and products in microsystems controlled by the primary mineral. *Clays and Clay Minerals*, 50, 685-698.
- Aspandiar, M. F. et Eggleton, R. A. (2002b). Weathering of chlorite. II. Reactions and products in Microsystems controlled by the solution avenues. *Clays and Clay Minerals*, 50, 699-709.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aubouin, J., Brousse, R. et Lehman, J.-P. (1969). Précis de géologie, 4^{ème} Edition, Tome I : Pétrologie. Dunod (Eds.), Paris, 722 pp.
- Baize, D. (1995a). Brunisols. Dans : Référentiel Pédologique. INRA (Eds.) Paris, 103-107.
- Baize, D. (1995b). Pelosols. Dans : Référentiel Pédologique. INRA (Eds.) Paris, 209-213.
- Bakker, W. H. et Schmidt, K. S. (2002). Hyperspectral edge filtering for measuring homogeneity of surface cover types. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 56, 246-256.
- Basham, I. R. (1974). Mineralogical changes associated with deep weathering of gabbro in Aberdeenshire. *Clay Minerals*, 10, 189-202.
- Bassett, W. A. (1960). Role of hydroxyl orientation in mica alteration. *Geological Society of America Bulletin*, 71, 449-456.
- Baumgardner, M. F., Silva L. F., Biehl, L. L. et Stoner, E. R. (1985). Reflectance properties of soils. *Advances in Agronomy*, 1-44.
- Béchenneq, F., Wyns, R., Roger, J., Le Métour, J. et Chevrel, S. (1992a). Explanatory Notes to the Geological Map of Nazwa, Sheet NF40-07, Scale: 1:250,000. Muscat, Oman: Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 72 pp.
- Béchenneq, F., Roger, J., Le Métour, J. et Wyns, R. (1992b). Explanatory Notes to the Geological Map of Seeb, Sheet NF40-03, Scale: 1:250,000. Muscat, Oman: Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals, 72 pp.
- Bedidi, A. et Cervelle, B. (1993). Light scattering by spherical particles with hematite and goethite like optical properties: effects of water impregnation. *Journal of Geophysical Research*, 98, No. B7, 11941-11952.
- Bell, P. M., Mao, H. K. et Rossman, G. R. (1975). Absorption spectroscopy of ionic and molecular units in crystals and glasses. *Infra Red and Raman Spectroscopy of Lunar and Terrestrial Minerals*. Karr, C. (Eds.), New York Academic press, 1-38.
- Ben-Dor, E., Irons, J. R. et Epema, G. F. (1999). Soil reflectance. *Remote Sensing for the Earth Science, manual of remote sensing 3rd edition*, edited by A. N Rencz, (NewYork: John Wiley & Sons), 111-188.
- Benn, K., Nicolas, A. et Reuber, I. (1988). Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151, 75-85.
- Berner, E. K. et Berner, R. A. (1987). The global water cycle: geochemistry and environment. Prentice-Hall, Vol. 1, 397 pp.
- Boardman, J. W. (1989). Inversion of imaging spectrometry data using singular value decomposition. Dans : Proceedings, IGARSS'89, 12th Canadian Symposium on Remote Sensing, 4, 2069-2072.
- Boardman, J. W. (1998). Post-ATREM polishing of AVIRIS apparent reflectance data using EFFORT: a lesson in accuracy versus precision. Dans : Proceedings of the 8th JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication, 99, 53.
- Boardman J. W. et Kruse, F. A. (1994). Automated spectral analysis: A geologic example using AVIRIS data, north Grapevine Mountains, Nevada. Dans : Proceedings, 10th Thematic Conference on Geologic Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, Ann Arbor, 407-418.
- Boardman, J. W., Kruse, F. A. et Green, R. O. (1995). Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data. Dans : 5th JPL Airborne Earth Science Workshop, JPL Publication 95-1, 1, 23-26.
- Bochet, L. (1896). Cholet, Carte géologique de la France à 1:80000, 1^{ère} édition. BRGM, Orléans.

- Bonifacio, E., Zanini, E., Boero, V. et Franchin-Angela, M. (1997). Pedogenesis in a soil catena on serpentinite in north-western Italy. *Geoderma*, 75, 33-51.
- Bonn, F. et Rochon, G. (1992). Précis de télédétection, Vol. n°1 : Principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec, PUQ/AUPELF, 477 pp.
- Boudier, F. et Coleman R. G. (1981). Cross section through the peridotite in the Samail ophiolite, southeastern Oman Mountains. *Journal of Geophysical Research*, 86, 2573-2592.
- Boudier, F. et Nicolas, A. (1995). Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite. *Journal of Petrology*, 36, 777-796.
- Braun, M. G. et Kelemen, P. B. (2002). Dunite distribution in the Oman ophiolite: implications for melt flux through porous dunite conduits. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 3(11), 2001GC0000289.
- Broecker, W., S. et Liu, T. (2001). Rock varnish: recorder of desert wetness? *Geological Society of America Today*, 11, 4-10.
- Brillanceau, A. (1964). Le chimisme du gabbro du Pallet. *Travaux de l'Institut de Géologie et d'Anthropologie Préhistorique de la Faculté des Sciences de Poitiers*, t.V, 24 pp.
- Buckingham, W. F. et Sommer, S. E. (1983). Mineralogical characterization of rock surfaces formed by hydrothermal alteration and weathering - Application to remote sensing. *Economic Geology*, 78, 664-674.
- Buol, S. W. et Weed, S. B. (1991). Saprolite-soil transformation in the Piedmont and mountains of North Carolina. *Geoderma* 51, 15-28.
- Burns, R. G. (1970). *Mineralogical applications of crystal field theory*, Cambridge University press.
- Burns, R. G., Abu Eid, R. M. et Huggins, F. E. (1972). Crystal field spectra of lunar pyroxenes. *Proceeding of the 3rd Lunar Science Conference*, *Geochemistry Cosmochimica Acta*, 1, 533-543.
- Caillaud, J., Proust, D. et Righ, D. (2006). Weathering sequence of rock-forming minerals in a serpentinite: influence of microsystems on clay mineralogy. *Clays and Clay Minerals*, 54, 1, 87-100.
- Campy, M. et Macaire, J.-J. (2003) *Géologie de la Surface. Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. 2^{nde} Edition Dunod Paris, 440 pp.
- Carrère, V., Spilmont, N. et Davoult, D. (2004). Comparison of simple techniques for estimating chlorophyll a concentration in the intertidal zone, using high spectral resolution field spectrometer data. *Marine Ecology Progress Series*, 274, 31-40.
- Ceuleneer, G., Nicolas, A. et Boudier, F. (1988). Mantle flow pattern at an oceanic spreading centre: The Oman peridotite record. *Tectonophysics*, 151, 1-26
- Ceuleneer, G., Monnereau, M. et Amri, I. (1996). Thermal structure of a fossil mantle diapir inferred from the distribution of mafic cumulates, *Nature*, 379, 149-153.
- Chabrilat, S., Goetz, A. F. H., Krosley, L. et Olsen, H. W. (2002). Use of hyperspectral images in the identification and mapping of expansive clay soils and the role of spatial resolution. *Remote Sensing of Environment*, 82, 431-445.
- Chabrilat, S., Pinet, P. C., Ceuleneer, G., Johnson, P. E. et Mustard, J. F. (2000). Ronda peridotite massif: methodology for its geological mapping and lithological discrimination from airborne hyperspectral data. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 12, 2363-2388.
- Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative transfer*, Dover editions. New York. ISBN 0-486-60590-6.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Chen, J. M. (1999). Spatial scaling of a remotely sensed surface parameter by contexture. *Remote Sensing of Environment*, 69, 30-42.
- Christensen, N. I. et Smewing, J. D. (1981). Geology and seismic structure of the northern section of the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, 86, No. B4, 2545-2555.
- Clark, R. N. (2003). Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems, *Journal of Geophysical Research*, 108, No. E12, 5-1, CiteID 5131, DOI 10.1029/2002JE001847.
- Clark, R. N. (2004). Chapter 2: Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. Dans : King, P.L., Ramsey, M.S. et Swayze G.A. (Eds.), *Infrared Spectroscopy in Geochemistry, Exploration and Remote Sensing*, Short Course Series Volume 33, Mineralogical Association of Canada, London, Ontario, 17-55.
- Clark, R. N. et Roush, T. L. (1984). Reflectance Spectroscopy: Quantitative Analysis Techniques for Remote Sensing Applications. *Journal of Geophysical Research*, 89, No. B7, 6329-6340.
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Gallagher, A. J., King, T. V. V. et Calvin, W. M. (1993). The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1: 0.2 to 3.0 microns, U.S. Geological Survey Open File Report 93-592, 1340 pp.
- Clark, R. N., Swayze, G. A., Wise, R., Livo, K. E., Hoefen, T. M., Kokaly, R. F. et Sutley, S. J. (2007). The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library splib06a, U.S. Geological Survey, Data Series 231.
- Cloutis, E. A., Gaffey, M. J., Jackowski, T. L. et Reed, K. L. (1986). Calibrations of phase abundance, composition and particle size distribution for olivine-orthopyroxene mixtures from reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research*, 91, 11641-11653.
- Cocks, T., Jenssen, R., Stewart A., Wilson L. et Shields T. (1998). The HYMAPTM Airborne Hyperspectral Sensor: The system, calibration and performance, 1st EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Zurich, October 1998, 37-42.
- Cogné, J. (1966). Une "nappe" cadomienne de style pennique: la série cristallophylienne de Champtoceaux en bordure méridionale du Synclinal d'Ancenis (Bretagne-Anjou). *Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, 19, 2, 107-136.
- Coleman, R. G. (1981). Tectonic setting for ophiolite obduction in Oman. *Journal of Geophysical Research*, 86, No. B4, 2497-2508.
- Coleman, R. G. et Hopson, C. A. (1981). Introduction to the Oman ophiolite. *Journal of Geophysical Research*, 86, No. B4, 2495-2496.
- Combe, J.-P., Launeau, P., Carrère, V., Despan, D., Méléder, V., Barillé, L. et Sotin, C. (2005). Mapping microphytobenthos biomass by non-linear inversion of visible-infrared hyperspectral images. *Remote Sensing of Environment*, 98, 4, 371-387.
- Combe, J.-P., Launeau, P., Pinet, P., Despan, D., Harris, E., Ceuleneer, G. et Sotin, C. (2006). Mapping of an ophiolite complex by high-resolution visible-infrared spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q08001, doi:10.1029/2005GC001214.
- Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (1999). CIRES Atmosphere Removal Program (ATREM), User's guide, version 3.1., Center for the Study from Space, University of Colorado, Boulder, CO, USA.

- Cord, A., Pinet, P. C., Daydou, Y. et Chevrel, S. D. (2005). Experimental determination of the surface photometric contribution in the spectral reflectance deconvolution processes for a simulated Martian crater-like regolithic target, *Icarus*, 175, N°1, 78-91.
- Cudahy, T. J. (1997). PIMA-II spectral characteristics of natural kaolinites. CSIRO Exploration and Mining Report, 420R, 57 pp.
- Dan, J., Yaalon, D. H., Moshe, R. et Nissim, S. (1982). Evolution of reg soils in southern Israel and Sinai. *Geoderma*, 28, 173-202.
- Deer, W. A., Howie, R. A. et Zussman, J. (1962). *Rock-Forming Minerals: Sheet Silicates*, Vol. 3, Longmans, Green & Co., London, 270 p.
- Deer, W. A., Howie, R. A. et Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*, Longman, London, 696 pp.
- Dejou, J. et Ildefonse, P. (1979). Analogies et différences enregistrées au cours des altérations superficielles naissantes et anciennes développées sur roches basiques en régions tempérées humides : cas des roches gabbroïques de la haute vallée de la Jordanne (Cantal) et du massif du Pallet (Loire Atlantique). *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 44, série D, 269-278.
- Dejou, J., Guyot, J. et Robertn M. (1977). Dans : Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées. INRA (Eds.) Paris, 464 pp.
- Delvigne, J. E. (1998). *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering*. The Canadian Mineralogist, Special Publication N°3. Mineralogical Association of Canada, 495 pp.
- Delvigne, J. E., Bisdom, E. B. A., Sleeman, J. et Stoops, G. (1979). Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pedologie*, 29, 247-309.
- Demattê, J. A. M., Gama, M. A. P., Cooper, M., Araújo, J. C., Nanni, M. R. et Fiorio P. R. (2004). Effect of fermentation residue on the spectral reflectance properties of soils. *Geoderma*, 120, 3-4, 187-200.
- Denniss, A. M., Rothery, D. A., Ceuleneer, G. et Amri, A. (1994). Lithological discrimination using Landsat and JERS-1 SWR data in the Oman ophiolite. 10th Thematic Conference on Geological Remote Sensing, Environmental Research Institute of Michigan, San Antonio, Texas.
- Despan, D., Bedidi, A., Cervelle, B. et Rudant, J.-P. (1998). Bidirectional Reflectance of Gaussian Random Surfaces and Its Scaling Properties. *Mathematical Geology*, 30, 7, 873-888.
- Diot, H. (1980). Recherche structurale dans la partie orientale du domaine ligérien (Massif Armoricaïn). Thèse 3^{ème} cycle Université de Nantes, 147 pp.
- Dorn, R. I. et Oberlander, T. M. (1981). Microbial origin of desert varnish. *Science*, 213, 1245-1247.
- Dorn, R. I. et Oberlander, T. M. (1982). Rock Varnish. *Progress in physical geography*, 6, 317-367.
- Duke, E. F. (1994). Near infrared spectra of muscovite, Tschermak substitution, and metamorphic reaction progress: Implications for remote sensing. *Geology* 22, 621-624.
- Duchaufour, P. (2001). Introduction à la science du sol : sol, végétation, environnement. 6^{ème} édition de l'Abrégé de Pédologie. Dunond. Paris, 352 pp.
- Durand, S. (1960). Le Tertiaire de Bretagne : étude stratigraphique, sédimentologique et tectonique. *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 12, 389 pp.
- Durant, S. et Estéoule-Choux, J. (1974). Le Massif Armoricaïn. Les temps post-hercyniens. Dans : De Belmas, J. (Ed.), *Géologie de la France*, Paris, Doin, t.1, 154-159.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Elachi, C. D. (1987). Introduction to physics and techniques of remote sensing. John Wiley and Sons New York.
- Engel, C. G et Sharp, R. S. (1958). Chemical data on desert varnish. Bulletin of the Geological Society of America, 69, 487-518.
- Ernewein, M., Pflumio, C. et Whitechurch, H. (1988). The death of an accretion zone as evidenced by the magmatic history of the Sumail ophiolite (Oman). Tectonophysics, 151, 247-274.
- Estéoule-Choux, J. (1970). Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. Thèse Université de Rennes. Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, 14, 319 pp.
- Farmer, V. C., Russell, J. D., McHardy W. J., Newman, A. C. D., Ahlrichs, J. L. et Rimsaite, J. H. Y. (1971). Evidence for loss of protons and octahedral iron from oxidised biotites and vermiculites. Mineralogical Magazine, 38, 121-137.
- Fernandez Sanjurjo M. J., Corti, G. et Ugolini F. C. (2001). Chemical and mineralogical changes in a polygenetic soil of Galicia, NW Spain. Catena, 43, 3, 251-265.
- Fontanaud, A. et Meunier, A. (1983). Mineralogical facies of a weathered serpentized lherzolite from the Pyrenees, France. Clay Minerals, 18, 77-88.
- Forestier, F. H., Lasnier, B., Burg, J.-P., Flageollet, J.-C., Poncet, L. et Viaud, J.-M. (1982). Clisson, Carte Géologique de la France à 1:50 000. BRGM, Orléans.
- Friedl, M. A., Davis, F. W., Michaelsen, J., et Moritz, M. A. (1995). Scaling and uncertainty in the relationship between the NDVI and land surface biophysical variables: an analysis using a scene simulation model and data from FIFE. Remote Sensing of Environment, 54, 233-246.
- Frost, B. R. (1991). Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. Dans : Lindsley, D.H. (Ed.). Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance. Reviews in Mineralogy, 25, Mineralogical Society of America, 1-9.
- Fueten, F. (1997). A computer-controlled rotating polarizer stage for the petrographic microscope. Computers & Geosciences, 23, 203-208.
- Gao, B., Heidebrecht, K. B. et Goetz, A. F. H. (1993). Derivation of scaled surface reflectances from AVIRIS data. Remote Sensing of Environment, 44, 165-178.
- Glennie, K. W., Boeuf, B. G. A., Hugues Clarke, M. W., Moody-Stuart, M., Pilaar, W. F. H. et Reinhard, T. M. (1974). Geology of the Oman mountains, Part One (text), Part Two (tables and illustrations), Part Three (enclosures), Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, 31, 423 pp.
- Goetz, A. F. H. et Rowan, L. C. (1981). Geologic Remote Sensing, Science, 211, 781-791.
- Goetz, A. F. H., Vane, G., Solomon, J. E. et Rock, B. N. (1985). Imaging Spectrometry for Earth Remote Sensing. Science, 228, No. 4704, 1147-1153. doi: 10.1126/science.228.4704.1147
- Goldich, S. S. (1938). A study in rock-weathering. Journal of Geology, 46, 17-58.
- Gramont de, X., Le Metour, J. et Villey, M. (1986). Geological map of Samad, Sheet NF 40-7C, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Grove, C. I., Hook, S. J. et Paylor, E. D. (1992). Laboratory reflectance of 160 minerals, 0.4 to 2.5 micrometers. Dans : Summaries of the 3rd annual JPL airborne geoscience work shop ensemble (Green, R. O. Ed.). Jet Propulsion Laboratory Publication, Volume. 1, AVIRIS Workshop, Pasadena, California. California Institute of Technology, Jet Propulsion Laboratory.

- Gillespie, A. R., Smith, M. O., Adams, J. B., Willis, S. C., Fischer III, A. F. et Sabol, D. E. (1990). Interpretation of Residual Images: Spectral Mixture Analysis of AVIRIS Images, Owens Valley, California. Dans : Proceedings of the 2nd Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) Workshop (Green, R. O. Ed.). Jet Propulsion Laboratory Publication 90-54, 243-270.
- Guineberteau, B. (1984). Le massif granitique de Mortagne sur Sèvres (Vendée), Structure, gravimétrie, mise en place, distribution de U/Th/K. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Nantes, Nantes, 205 pp.
- Guineberteau, B., Bouchez, J. L. et Vignerresse, J. L. (1987). The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments, regional implication. Geological Society of America Bulletin, 99, 763-770.
- Haff, P. K. et Werner, B. T. (1996). Dynamical processes on desert pavements and the healing of surficial disturbances. Quaternary Research, 45, 38-46.
- Hall, K. et André, M. F. (2001). New insights into rock weathering from high-frequency rock temperature data: an Antarctic study of weathering by thermal stress. Geomorphology, 41, 23-35.
- Halsey, D. P., Mitchell, D. J. et Dews, S. J. (1998). Influence of climatically induced cycles in physical weathering. Quarterly Journal of Engineering Geology, 31, 359-367.
- Hapke, B. (1981). Bidirectional reflectance spectroscopy. I - Theory. Journal of Geophysical Research, 86, 3039-3054.
- Hapke, B. (1986). Bidirectional reflectance spectroscopy. IV - The extinction coefficient and the opposition effect. Icarus, 67, 264-280.
- Hapke, B. (1993). Introduction to the Theory of reflectance and Emittance Spectroscopy. Dans : Pieters, C. M. et Englert, P. A. (Eds.), Remote Geochemical Analysis: Elemental and Mineralogical composition. Cambridge University Press. 455 pp.
- Hawthorne, F. C. (1981). Amphibole spectroscopy. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 9A, 103-139.
- Heiden, U., Segl, K., Roessner, S. et Kaufmann, H. (2007). Determination of robust spectral features for identification of urban surface materials in hyperspectral remote sensing data. Remote Sensing of Environment. Article in press. doi:10.1016/j.rse.2007.04.008.
- Henderson, T. L., Baumgardner, M. F. et Fransmeier, D. (1992). High dimensional reflectance analysis of soil organic matter. Soil Science Society of America Journal, 56, 865-872.
- Hochella, M. F. et Banfield, J. F. (1996). Chemical weathering of silicates in nature: A microscopic perspective with theoretical considerations. Dans : Chemical Weathering Rates in Silicate Minerals, White, A. F. et Brantley, S. L. (Eds.). Reviews in Mineralogy 31, 353-406.
- Hopson, C. A., Coleman, R. G., Gregory, R. T., Pallister, J. S. et Bailey, E. H. (1981), Geologic section through the Samail ophiolite and associated rocks along a Muscat-Ibra transect, south-eastern Oman Mountains, Journal of Geophysical Research, 86, No. B4, 2527-2544.
- Hooke, R. L., Yang, H. et Weiblen, P. W. (1969). Desert varnish: an electron probe study. Journal of Geology, 77, 275-288.
- Hunt, G. R., Salisbury, J. W. et Lenhoff, C. H. (1971). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: 3 Oxides and hydroxides. Modern Geology, 2, 195-205.
- Hunt, G. R. (1977). Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. Geophysics, 42, 3, 501-513.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Hunt, G. R. et Ashley, R. P. (1979). Spectra of altered rocks in the visible and near infrared. *Economic geology*, 74, 1613-1629.
- Hunt, G. R. et Evarts, R. C. (1981). The use of near-infrared spectroscopy to determine the degree of serpentinization of ultramafic rocks. *Geophysics*, 46, 316-321.
- Hunt, G. R. et Salisbury, J. W. (1970). Visible and near infrared reflectance spectra of minerals and rocks, 1. Silicate minerals. *Modern Geology*, 1, 219-228.
- Hunt, G. R. et Salisbury, J. W. (1971). Visible and near infrared reflectance spectra of minerals and rocks, 2. Carbonates. *Modern Geology*, 2, 23-30.
- Hunt, G. R. et Salisbury, J. W. (1976). Visible and near-visible spectra of minerals and rocks: 12. Metamorphic rocks. *Modern Geology*, 5, 219-228.
- Hunt, G. R., Salisbury, J. W. et Lenhoff, C. J. (1971a). Visible and near infrared reflectance spectra of minerals and rocks, 3. Oxides and Hydroxides. *Modern Geology*, 2, 195-205.
- Hunt, G. R., Salisbury, J. W. et Lenhoff, C. J. (1971b). Visible and near infrared spectra of minerals and rocks: 4. Sulphides and Sulphates. *Modern Geology*, 3, 1-14.
- Hunt, G. R., Salisbury, J. W. et Lenhoff, C. J. (1973). Visible and near infrared reflectance spectra of minerals and rocks, 6. Additional silicates. *Modern Geology*, 4, 85-106.
- Hunt, G. R., Salisbury, J. W. et Lenhoff, C. J. (1974). Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks: 9. Basic and Ultra basic Igneous Rocks, *Modern Geology*, 15-22.
- Hutin, G., Bechenec, F., Beurrier, M. et Rabu, D. (1986). Geological map of Birkat al Mawz, Sheet NF 40-7B, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Ildefonse, P. (1977). Formation de zéolites dans l'altération d'une roche gabbroïque du Massif du Pallet (Loire-Atlantique). *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 284, D, 1373-1376.
- Ildefonse, P. (1978). Mécanisme de l'altération d'une roche gabbroïque du Massif du Pallet (Loire-Atlantique). Thèse 3^{ème} cycle, Université de Poitiers, 1978, 142 pp.
- Ildefonse, P. (1980). Mineral facies developed by weathering of meta-gabbro, Loire Atlantique (France). *Geoderma*, 24, 257-273.
- Ildefonse, P., Copin, E. et Velde, B. (1979). A soil vermiculite formed from a meta-gabbro, Loire Atlantique, France. *Clay Minerals*, 14, 201-210.
- Istock, J. D. et Harward, M. E. (1982). Influence of soil moisture on smectite formation in soils derived from serpentinite. *Soil Science Society of America Journal*, 46, 1106-1108.
- Juteau, T., Ernewein, M., Reuber, I., Whitechurch, H. et Dahl, R. (1988). Duality of magmatism in the plutonic sequence of the Sumail Nappe, Oman. *Tectonophysics*, 151, 1-4, 107-135.
- Kariuki, P. C. (2004). Spectroscopy and swelling soils: an integrated approach. Thèse Delft Technical University, 158 pp.
- Kariuki, P. C., Woldai, T. et Van der Meer, F. D. (2004). Effectiveness of Spectroscopy in Identification of Swelling Indicator Clay Minerals. *International Journal of Remote Sensing*, 25, 2, 455-469.
- Kelemen, P. B., Koga, K. et Shimizu, N. (1997). Geochemistry of gabbro sills in the crust/mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth and Planetary Science*, 146, 475-488.

- King, T. V. V. et Clark, R. N. (1989). Spectral characteristics of serpentines and chlorites using high resolution reflectance spectroscopy. *Journal of Geophysical Research*, 94, 13997-14008.
- Kretzschmar, R., Robarge, W. P., Amoozegar, A. et Vepraskas, M. J. (1997). Biotite alteration to halloysite and kaolinite in soil-saprolite profiles developed from mica schist and granite gneiss. *Geoderma*, 75, 155-170.
- Kruse, F. A. (2000). The effects of spatial resolution, spectral resolution, and SNR on geologic mapping using hyperspectral data, northern Grapevine Mountains, Nevada. Dans : Proceedings of the 9th JPL Airborne Earth Science Workshop. Jet Propulsion Laboratory Publication 00-18, 261-269.
- Kruse, F. A., Lefkoff, A. B., Boardman, J. W., Heidebrecht, K. B., Shapiro, A. T., Barloon, P. J. et Goetz, A. F. H. (1993). The Spectral Image Processing System (SIPS) - Interactive Visualization and Analysis of Imaging Spectrometer Data. *Remote Sensing of Environment*, 44, 145-163.
- Kruse, F., Calvin, W. M. et Seznec, O. (1988). Automated extraction of absorption features from Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) and Geophysical and Environmental Research Imaging Spectrometer (GERIS) data. Proceedings of the AVIRIS Performance Evaluation Workshop, JPL Publication No. 88-38, 62-75.
- Lacroix, A. (1887). Etude pétrographique d'un gabbro à olivine de la Loire-Inférieure. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, t. CIV, 870-872.
- Lacroix, A. (1899). Le gabbro du Pallet et ses modifications. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de France*, t. X, n° 67, 341-396.
- Lacroix, A. (1918). La composition chimique du gabbro du Pallet (Loire-Inférieure), de ses variétés endomorphes (diorites hypersthéniques à cordiérite) et des roches filoniennes qui l'accompagnent. *Bulletin Société Française de Minéralogie*, t. XII, n° 4, p85-359.
- Lagarde, J.-L. (1978). La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Applications à la nappe du Canigou-Roc de France (Pyrénées orientales) et au complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Massif Armoricain). Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle, Université de Rennes, 154 pp.
- Lanphere, M. A. (1981). K-Ar ages of metamorphic rocks at the base of the Samail ophiolite, Oman. *Journal of Geophysical Research*, 86, No. B4, 2777-2782.
- Lasnier, B. (1970). Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale - étude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Armoricain (France). Thèse 3^{ème} cycle, Université de Nantes, Nantes, 297 pp.
- Lau, I. C., Cudahy, T. J., Heinson, G., Mauger, A. J. et James P. R. (2003). Practical applications of hyperspectral remote sensing in regolith research. Dans : Roach I. C. (Ed.). *Advances in Regolith*, 249-253.
- Launeau, P., Girardeau, J., Sotin, C. et Tubia, J. M. (2004). Comparison between field measurements and airborne visible and infrared mapping spectrometry (AVIRIS and HyMap) of the Ronda peridotite massif (south-west Spain). *International Journal of Remote Sensing*, 25, 14, 2773-2792.
- Launeau, P., Sotin, C. et Girardeau, J. (2002). Cartography of the Ronda peridotite (Spain) by hyperspectral remote sensing. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173, 6, 491-508.
- Lees, G. M. (1928). The geology and tectonics of Oman and of parts of southeastern Arabian. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 84, N°4, 585-670.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Le Gleuher, M. et Noack, Y. (1990). Variété de l'ouraltisation des roches pyroxéniques. Interférences de la composition minérale et de l'ouverture du système d'altération. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, t. 311, Série II, 805-811.
- Le Pera, E., Critelli, S. et Sorriso-Valvo, M. (2001). Weathering of gneiss in Calabria, Southern Italy. *Catena*, 42, 1-15.
- Lee, B. D., Sears, S. K., Graham, R. C., Amrhein, C. et Vali, H. (2003). Secondary Mineral Genesis from Chlorite and Serpentine in an Ultramafic Soil Toposequence. *Soil Science Society of America Journal*, 67, 1309-1317.
- Lippard, S. J., Shelton, A. W. et Gass, I. G. (1986). The ophiolite of Northern Oman. *Memoir of the Geological Society*, London, 11, 178 pp.
- Longhi, I., Mazzoli C. et Sgavetti, M. (2000). Determination of metamorphic grade in siliceous muscovite-bearing rocks in Madagascar using reflectance spectroscopy. *Terra Nova*, 12, N°1, 21-27.
- Longhi, I., Sgavetti, M., Chiari, R. et Mazzoli, C. (2001). Spectral analysis and classification of metamorphic rocks from laboratory reflectance spectra in the 0.4-2.5 μm interval: A tool for hyperspectral data interpretation. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 3763-3782.
- Lucey, P. G. (1998). Model near-infrared optical constants of olivine and pyroxene as a function of iron content. *Journal of Geophysical Research*, 103, No. E1, 1703-1713.
- MacArthur, A., MacLellan, C. et Malthus, T. J. (2006). What does a spectroradiometer see ? *Dans* : Proceedings of the Annual Conference of the Remote Sensing and Photogrammetry Society. Cambridge, UK: Remote Sensing and Photogrammetry Society
- MacLeod, C. J. et Yaouancq, G. A. (2000). Fossil melt lens in the Oman ophiolite: implications for magma chamber processes at fast spreading ridges. *Earth and Planetary Science Letter*, 176, 357-373.
- Madeira Netto, J. S. (1996). Spectral reflectance properties of soils. *Photo Interpretation*, 34, 59-70.
- Marchand, J., Perrin, J., Weecksteen, G., Forestier, F. H. et Lasnier, B. (1969). Vallet, Carte Géologique de la France à 1:50 000. BRGM, Orléans.
- Marchand, J. (1981). Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond : le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 293, 223-228.
- Mathews, H. L., Cunningham, R. L. et Petersen, G. W. (1973). Spectral reflectance of selected Pennsylvania soils. *Soil Science Society of America Proceedings*, Madison, 37, 421-424.
- Mathieu, G. et Gabilly, J. (1959). Cholet, Carte géologique de la France à 1:80000. BRGM, Orléans.
- Matte, P. (1986). La chaîne Varisque parmi les chaînes Paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2, 9-24.
- McCord, T. B., Clark, R. N., Hawke, B. R., McFadden, L. A., Owensby, P. D., Pieters, C. M., Adams, J. B. (1981). Moon - Near-infrared spectral reflectance, a first good look. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10883-10892.
- McFadden, L. D. et Weldon, Jr., R. J. (1987). Rates and processes of soil development on Quaternary terraces in Cajon Pass, California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 98, 280-293.

- Mélédér, V., Barillé, L., Launeau, P., Carrère, V. et Rince, Y. (2003). Spectrometric constraint in analysis of benthic diatom biomass using monospecific cultures. *Remote Sensing of Environment*, 88, 386-400.
- Mie, G. (1908). Beiträge zur optic trüber medien speziell kolloidaler metallösungen. *Annalen der Physik*, 25, 377-445.
- Millot, G. (1964). *Géologie des argiles*. Masson, Paris, 499 pp.
- Montigny, R., Le Mer, O. Thuizat, R. et Whitechurch, H. (1988). K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite: tectonic implications. *Tectonophysics*, 151, 345-362.
- Morlat, R. et Salette, J. (1989). Paramètres du milieu et caractérisation du terroir en zone viticole de cru. Application au vignoble rouge de la moyenne Vallée de la Loire. Dans : *Vigne & Vins*, n° spécial "Agrométéorologie et vigne", ITV (Ed.), 64-72.
- Müller, A., Richter, R., Habermeyer, M., Mehl, H., Dech, S., Kaufmann, H. J., Segl, K., Strobl, P., Haschberger, P., Bamler, R. (2004). ARES: a new reflective/emissive imaging spectrometer for terrestrial applications. Dans : *Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology IV*. Ehlers, M., Posa, F., Kaufmann, H. J., Michel, U., De Carolis, G. (Eds.). *Proceedings of SPIE*, Vol. 5574, 120-127.
- Munsell Color (1975). *Munsell Soil Color Charts*, MacBeth Division of Kollmorgen Corp., Maryland USA.
- Murakami, T., Isobe H., Sato T. et Ohnuki T. (1996). Weathering of chlorite in a quartz-chlorite schist. I. Mineralogical and chemical changes. *Clays and Clay Minerals*, 44, 244-256.
- Mustard, J. F. et Pieters, C. M. (1989). Photometric phase functions of common geologic materials and applications to quantitative analysis of mineral mixture reflectance spectra. *Journal of Geophysical Research*, 94, 13619-13634.
- Mustard, J. F. et Sunshine, M. J. (1998). Spectral analysis for earth science: investigations using remote sensing data. Dans : Andrew Rencz (Eds.), *Remote Sensing for the Earth Sciences: Manual for Remote Sensing*, Vol. 3, 251-306.
- Nahon, D. B. (1991). *Introduction to the Petrology of Soils and Chemical Weathering*. John Wiley & Sons Inc. New York, 313 pp.
- Nash D. B. et Conel J. E. (1974). Spectral Reflectance Systematics for Mixtures of Powdered Hypersthene, Labradorite and Ilmenite. *Journal of Geophysical Research*, 79, 11, 1615-1621.
- Nicolas, A. (1989). *Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere*. Kluwer, Netherlands. Petrology and structural geology, vol. 4, 367 pp.
- Nicolas, A. et Boudier, F. (2000). Large mantle upwellings and related variations in crustal thickness in the Oman ophiolite. *Geological Society of America Special Publication*, 349, 67-74.
- Nieke, J., Itten, K. I., Debruyn, W. et l'équipe APEX (2005). The airborne imaging spectrometer APEX: from concept to realisation. 4th EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Warsaw.
- Nolin, A.W. et Dozier, J. (2000). A hyperspectral method for remotely sensing the grain size of snow. *Remote Sensing of Environment*, 74, 207-216.
- Painter, T. H., Duval, B., Thomas, W. H., Mendez, M., Heintzleman, S. et Dozier, J. (2001). Detection and Quantification of Snow Algae with an Airborne Imaging Spectrometer. *Applied Environmental Microbiology*, 67, No. 11, 5267-5272.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Pallister, J. S. et Hopson, C. A. (1981). Samail Ophiolite plutonic suite: Field relations, phase variation, cryptic variation and layering, and a model of a spreading ridge magma chamber. *Journal of Geophysical Research*, 86, No. B4, 2593-2644.
- Parsons, A. J. Abrahams, A. D. et Simanton, J. R. (1992). Microtopography and soil-surface materials on semi-arid piedmont hillslopes, southern Arizona. *Journal of Arid Environments*, 22, 107-115.
- Perry, R. S. et Adams, J. B. (1978). Desert varnish: evidence for cyclic deposition of manganese. *Nature*, 276, 489-491.
- Perry, R. S., Engel, M. H., Botta, O. S. et James, T. (2003). Amino Acid Analyses of Desert Varnish from the Sonoran and Mojave Deserts. *Geomicrobiology Journal*, 20, 427-438.
- Pieters, C. M. (1983). Strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared reflected light - First results from RELAB. *Journal of Geophysical Research*, 90, No. B14, 12393-12413.
- Pinet, P., Harris, E., Python, M., Ceuleneer, G., Launeau, P., Daydou, Y., Cord, A., Al Azri, H., Chabrilat, S., Lenot, X. et Chevrel, S. (2003). Hyperspectral remote sensing approach for rock surface mineralogy mapping in arid environment. IUGG XXXIII General Assembly, International Union of Geodesy and Geophysics, Sapporo, Japan.
- Pontual, A. (1990). Lithological information in remotely sensed image and surface in arid regions. Thèse de doctorat, Université de Open, Milton Keynes. 421 pp.
- Post, J. L. et Borer, L. (2000). High-resolution infrared spectra, physical properties, and micromorphology of serpentines. *Applied Clay Science*, 16, 1-2, 73-85.
- Potter, R. M. et Rossman, G. R. (1977). Desert varnish: the importance of clay minerals. *Science*, 196, 1446-1448.
- Potter, R. M. et Rossman, G. R. (1979a). The manganese and iron oxide mineralogy of desert varnish. *Chemical Geology*, 25, 79-94.
- Potter, R. M. et Rossman, G. R. (1979b). Mineralogy of manganese dendrites and coatings. *American Mineralogist*, 64, 1219-1226.
- Proust, D. (1982). Supergene alteration of hornblende in an amphibolite from Massif Central, France. Dans: Proceedings of the VII International Clay Conference, Bologna, Pavia, 1981. Van Olphen, H. et Veniale, F. (Eds.), Elsevier, Amsterdam, 357-364.
- Prudêncio, M. I., Sequeira Braga, M. A., Paquet, H., Waerenborgh, J. C., Pereira, L. C. J. et Gouveia, M. A. (2002). Clay mineral assemblages in weathered basalt profiles from central and southern Portugal: climatic significance. *Catena*, 49, N°1, 77-89.
- Python, M. et Ceuleneer, G. (2003). Nature and distribution of dykes and related melt migration structures in the mantle section of the Oman ophiolite. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4, 8612, doi:10.1029/2002GC000354.
- Rabu, D., Nehlig, P. et Roger, J. (1993). Stratigraphy and structure of the Oman mountains, BRGM, 262 pp.
- Rabu, D., Bechennec, F., Beurrier, M. et Hutin, G. (1986). Geological map of Nakhl, Sheet NF 40-3E, Scale 1:100,000, Explanatory Notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.
- Reneau, S. L. (1993). Manganese accumulation in rock varnish on a desert piedmont, Mojave Desert, California, and applicaton to evaluating varnish development. *Quaternary research*, 40, 309-317.

- Rice, T. J. Jr., Buol, S. W. et Weed, S. B. (1985a). Soil-saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina Piedmont I: Chemical, morphological and mineralogical characteristics and transformations. *Soil Science Society of America Journal*, 49, 171-178.
- Rice, T. J. Jr., Buol, S. W. et Weed, S. B. (1985b). Soil-saprolite profiles derived from mafic rocks in the North Carolina piedmont. II: Association of free iron oxides with soils and clays. *Soil Science Society of America Journal*, 49, 178-186.
- Ricou, L. E. (1976). Evolution structurale des Zagrides: La region-clef de Neyriz (Zagros iranien). *Mémoires de la Société Géologique de France*, 125, 140 pp.
- Rivard, B., Arvidson, R. E., Duncan, I. J., Sultan, M. et Kaliouby, B. (1992). Varnish, sediment, and rock controls on spectral reflectance of outcrops in arid regions. *Geology*, 20, 295-298.
- Robert, M. (1973). The experimental transformation of mica toward smectite: relative importance of total charge and tetrahedral substitution. *Clays and Clay Minerals*, 21, 167-174.
- Robertson, I. D. M. et Eggleton, R. A. (1991). Weathering of granitic muscovite to kaolinite and halloysite and of plagioclase-derived kaolinite to halloysite. *Clays and Clay Minerals*, 39, 113-126.
- Rollin, E. M., Milton, E. J. et Roche, P. (1994). The influence of weathering and lichen cover on the reflectance spectra of granitic rocks. *Remote Sensing of Environment*, 50, 2, 194-199.
- Rothery, D. A. (1987). Improved discrimination of rock units using Landsat Thematic Mapper Imagery of the Oman ophiolite, *Journal of the Geological Society of London*, 144, 587-597.
- Roubault, M., Fabriès, J., Touret, J. et Weisbrod, A. (1963). Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat (Eds.), Paris, Vol. 1, 365 pp.
- Rowan, L. C. et Mars, J. C. (2003). Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment* 84, 350-366.
- Rowan, L. C., Simpson, C. J. et Mars, J. C. (2004). Hyperspectral analysis of the ultramafic complex and adjacent lithologies at Mordor, NT, Australia. *Remote Sensing of Environment*, 91, 419-431.
- Sakai, T. et Nakamura, A. M. (2004). Effect of Roughness on Visible Reflectance Spectra of Planetary Surface. 35th Lunar and Planetary Science Conference, March 15-19, 2004, League City, Texas, abstract no.1731.
- Schroeder, P. A., Melear, N. D., West, L. T. et Hamilton, D. A. (2000). Meta-gabbro weathering in the Georgia Piedmont, USA: implications for global silicate weathering rates. *Chemical Geology*, 163, 1, 235-245.
- Searle, M. P. et Malpas, J. (1980). Structure and metamorphism of rocks beneath the Semail ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences*, 71, 247-262.
- Sellier, D. (1985). Les versants du Pays nantais étude géomorphologique. Thèse d'Etat, Université de Nantes, 506 pp.
- Singer, R. B. (1981). Near infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combination of pyroxenes, olivine and iron oxides. *Journal of Geophysical Research*, 86, 7967-7982.
- Singer, R. B. et McCord, T. B. (1979). Mars: Large scale mixing of bright and dark surface materials and implications for analysis of spectral reflectance. *Proceedings of the Lunar and Planetary Science Conference 10th*, 1835-1848.
- Singh, B. et Gilkes, R. J. (1991). Weathering of a chromium muscovite to kaolinite. *Clays and Clay Minerals*, 39, 571-579.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Stampfli, G. M. et Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17-33.
- Stanger, G., Laver, J. et Neal, C. (1988). Black carbonaceous calcite associated with serpentinite from Oman. *Mineralogical Magazine*, 52, 403-408.
- Stöcklin, J. (1968). Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52, 1229-1258.
- Stoneley, R. (1990). The Arabian continental margin in Iran during the late Cretaceous. *Dans* : The geology and tectonics of the Oman region. Geological Society Special Publications, 787-796.
- Strakhov, N. M. (1967). Principles of Lithogenesis. Vol. 1. London. 245 pp.
- Strecheisen, A. L. (1973). Plutonic rock: classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18, 26-30.
- Sultan, M., Arvidson, R. E., Sturchio, N. C. et Guinness, E. (1987). Lithological mapping in arid regions with Landsat thematic mapper data, Meatiq dome, Egypt. *Geological society of America bulletin*, 99, 748-762.
- Sunshine, J. M. et Pieters, C. M. (1993). Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixture using the modified Gaussian model. *Journal of Geophysical Research*, 98, 9075-9087.
- Sunshine, J. M., Pieters, C. M. et Pratt, S. F. (1990). Deconvolution of mineral absorption bands: An improved approach. *Journal of Geophysical Research*, 95, No. B5, 6955-6966.
- Tardy, Y. (1969). Géochimie des altérations : étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, 31, 199 pp.
- Taylor-George, S., Palmer, F. E., Staley, J. T., Borns, D. J., Curtiss, B. et Adams, J. B. (1983). Fungi and bacteria involved in desert varnish formation. *Microbial Ecology*, 9, 227-245.
- Tilton, G. R., Hopson, C. A. et Wright, J. E. (1981). Uranium-Lead isotopic ages of the Samail ophiolite, Oman with applications to Tethyan ocean ridge tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 86, No. B4, 2763-2775.
- Tippit, P. R., Pessagno, E. A. et Smewing, J. D. (1981). The biostratigraphy of sediments in the volcanic unit of the Samail ophiolite, *Journal of Geophysical Research*, 86, No. B4, 2756-2762.
- Toboada, T. et Garcia, C. (1999). Smectite formation by weathering in a coarse granite Saprolite in Galica (NW Spain). *Catena*, 35, 281-290.
- Van der Meer, F. (1996). Spectral mixture modelling and spectral stratigraphy in carbonate lithofacies mapping. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 51, 3, 150-162.
- Vane, G. et Goetz, A. (1988). Terrestrial Imaging Spectroscopy. *Remote Sensing of Environment*, 24, 1-29.
- Vaudour, E. (2003). Les terroirs viticoles. Définition, caractérisation et protection. Dunod, coll. La Vigne, 294 pp.
- Velbel, M. A. (1989). Weathering of hornblende to ferruginous products by a dissolution-reprecipitation mechanism: petrography and stoichiometry. *Clays and Clay Minerals*, 37, 6, 515-524.
- Vidal-Torrado, P., Macias, F. et Calvo, R. (2006). Genesis of soils formed from ultramafic serpentinized rocks in southwestern Minas Gerais (Brazil). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 30, 3, 523-541.
- Villey, M., Le Metour, J. et de Gramont, X. (1986). Geological map of Fanjah, Sheet NF 40-3F, Scale 1:100,000, Explanatory notes, Directorate General of Minerals, Oman Ministry of Petroleum and Minerals.

- Vizier, J.F. (1995). Eléments pour l'établissement d'un référentiel pour les solums hydromorphes. Dans : Référentiel Pédologique. INRA (Eds.) Paris, 295-311.
- Walker, G. F. (1949). The decomposition of biotite in the soil. Mineralogical Magazine, 28, 693-703.
- Watts, K. F. et Garrison, R. E. (1986). Sumeini group, Oman. Evolution of a Mesozoic carbonate slope on a south Tethyan continental margin. Sedimentary geology, 48, 107-168.
- Wells, S. G., McFadden, L. D., Poeths, J., et Olinger, C. T. (1995). Cosmogenic ^3He surface-exposure dating of stone pavements: implication for landscape evolution in deserts. Geology, 23, 613-616.
- Wilson, M. J. (2004). Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. Clay Minerals, 233-266.
- Wolfe, W. L. et Zissis, G. J. (1978). The infrared Handbook, U.S. Gt. Printing Office, Washington, D.C.

Annexe 1 : Représentation des signatures spectrales à l'aide de compositions colorées

La mise en évidence de l'information spectrale en télédétection passe le plus souvent par des compositions colorées. Cette méthode de visualisation est ici décrite afin d'aider le lecteur à mieux comprendre l'origine des couleurs observées dans les nombreuses compositions colorées présentées dans ce manuscrit.

1. Sensibilité de la rétine

La rétine de l'œil est une membrane qui contient des cellules photoréceptrices : les cônes et les bâtonnets. Elles permettent de transformer le rayonnement électromagnétique en impulsions électrochimiques pour le traitement des images par le système nerveux.

Les cônes sont responsables des sensations colorées. Ils contiennent trois types de pigments photosensibles qui réagissent aux longueurs d'ondes centrées sur 0,420 μm (cône S, à gamme de sensibilité courte ou short), sur 0,534 μm (cône M, à gamme de sensibilité intermédiaire ou medium) et sur 0,564 μm (cône L, à gamme de sensibilité large). Du fait de cette distribution très inégale, notre sensibilité aux couleurs est plus forte autour du jaune, entre le rouge et le vert, et mauvaise entre le vert et le bleu. Quant au magenta, qui n'est pas une couleur monochromatique et qui correspond en fait à l'absence de vert, il révèle que notre mode de perception des couleurs est avant tout psychologique. Ce qui peut nous conduire à de fausses interprétations des compositions colorées si nous ne prenons pas garde au mode de fonctionnement de notre système de vision.

Les bâtonnets quant à eux présentent une sensibilité sur tout le spectre du visible avec un maximum de la sensibilité vers 0,498 μm . À la différence des cônes, ils procurent une vision en niveaux de gris dans lesquels le rouge apparaîtra plus sombre que le bleu, en raison de la position du maximum de sensibilité.

2. Synthèse des couleurs

Il existe deux types de synthèses des couleurs visibles (Figure 233) :

- La synthèse additive (espace RVB³¹) : Elle résulte de l'addition de couleurs primaires qui correspondent chacune au maximum du spectre d'émission d'une source lumineuse.
- La synthèse soustractive (espace JMC³²) : Elle résulte de la soustraction d'une partie de la lumière réfléchie sur une surface blanche par un pigment.

³¹ RVB : Rouge, Vert, Bleu.

³² JMC : Jaune, Magenta, Cyan.

Le système additif est celui d'un écran ou d'un projecteur vidéo. Les couleurs sont construites par addition de rayons lumineux rouges, verts et bleus dessinant chaque pixel. Les rayons lumineux sont obtenus par un jeu de filtre ne laissant passer que chacune des couleurs bleu, vert et rouge. La somme de toutes ces lumières filtrées donne du blanc. Le système soustractif est celui de l'imprimerie. Les couleurs sont produites par l'application de pigments sur un support blanc réfléchissant toute la lumière. Les plages recouvertes de jaune, cyan et magenta absorbent respectivement le bleu, le rouge et le vert. La somme de tous ces pigments donne du noir.

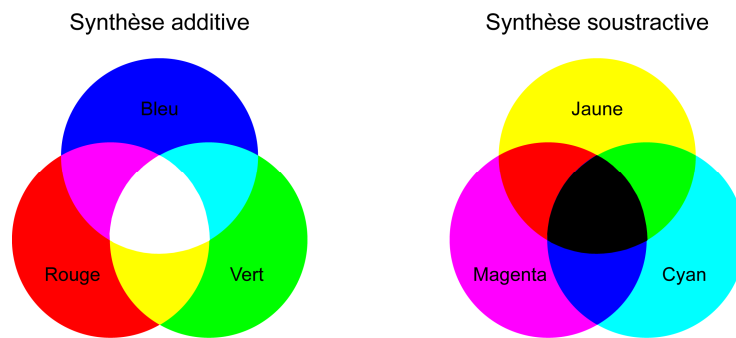


Figure 233 : Synthèse des couleurs additives et soustractives.

3. Modèle de couleur

L'espace RVB est très souvent représenté à partir d'un cube (Figure 234). Avec ses 6 faces, il apporte une représentation claire de la répartition des mélanges de couleurs. Les côtés du cube sont formés par les vecteurs qui représentent les trois couleurs primaires du système de référence choisi (RVB). Le point d'origine est le noir tandis que le sommet opposé est le blanc.

La restitution de la couleur sur des systèmes informatiques est effectuée en utilisant les couleurs primaires additives. Sur un écran standard chaque canal Bleu, Vert et Rouge est codé sur 8 bits entre 0 et 255. Lorsque l'information est identique sur les trois canaux, l'image produite présente 256 niveaux de gris. Des systèmes à 16 bits peuvent afficher 256^2 niveaux de gris. Le niveau de gris est utilisé pour décrire la luminance d'une image vidéo. Lorsque l'information envoyée sur chaque canal est différente l'image peut afficher jusqu'à 256^3 couleurs. Pour que les couleurs affichées correspondent aux couleurs visibles, il est nécessaire d'afficher sur chaque canal l'information mesurée sur les gammes de longueur d'onde correspondante. L'image est alors en vraies couleurs, si l'écran est correctement étalonné. On parle de composition colorée lorsque les images envoyées sur chacun des canaux ne correspondent pas aux longueurs d'ondes d'affichage. La couleur produite est alors fonction de la relation qui lie les informations des canaux x, y et z transmises aux canaux R, V et B :

$$x \cdot R + y \cdot V + z \cdot B \quad (\text{A.1})$$

De cette manière, le point P présent dans le cube de la Figure 234 est défini par les suivantes valeurs d'intensités : 165 du canal x affiché sur le rouge, 115 du canal y affiché sur le vert et 65 du canal z affiché sur le bleu.

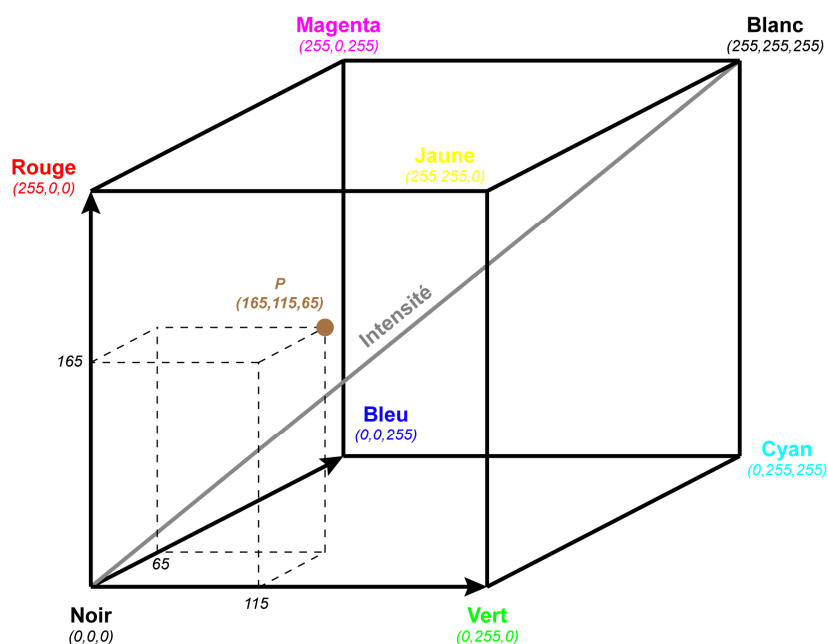


Figure 234 : Représentation des couleurs dans le repère RVB. Par exemple, le pixel *P* matérialisé par un point dans le cube, présente une couleur de coordonnées *R*, *V* et *B* sur les trois axes.

Si cette représentation décrit bien le mode d’affichage d’une image numérique, il ne rend pas compte de notre perception. Ainsi la distance entre le blanc et le jaune est égale à celle qui sépare le noir du vert. Une façon simple de mieux représenter notre mode de perception de la couleur consiste à utiliser un mode de représentation Intensité, Teinte, Saturation décrit dans tous les ouvrages traitant d’imagerie. L’intensité correspond à l’axe des niveaux de gris allant du noir au blanc. La teinte est un cercle, souvent codé entre 0 et 240°, autour duquel se répartissent les teintes monochromatiques du bleu ou rouge et les teintes psychologiques du rouge au bleu. La saturation est un rayon qui part de l’axe des intensités vers la périphérie du cercle des teintes. Pour finir cette représentation, elle doit encore être conique car en effet, nous ne distinguons aucune couleur lorsque l’intensité est nulle. Des représentations bi-coniques existent. Elles traduisent le fait que notre séparation entre les teintes diminue lorsque l’intensité est maximum. Cette représentation peut être conceptualisée en prenant le cube des couleur de la Figure 234 par les pointes du noir (en bas) et du blanc (en haut) et en le faisant tourner autour de cette axe pour visualiser toutes les couleurs perceptibles. C’est avec cette représentation en tête qu’il faudra alors essayer d’interpréter correctement la répartition de l’information sur une composition colorée. Signalons pour finir : i) que la luminance d’un écran règle l’intensité (en niveaux de gris) et la chrominance règle la saturation des couleurs, ii) que l’impression implique une conversion du système RVB au JCM (en trichromie) ou JCMN (en quadrichromie avec l’adjonction d’une encre noir) qui peut fortement changer notre perception des couleurs notamment lorsqu’une information est portée par du vert (lumineux à l’écran et terne sur le papier).

4. Signature spectrale et couleur

Sur une image hyperspectrale, les cibles sont définies par une signature spectrale caractéristique. L'attribution d'une couleur primaire à une série de trois images spécifiques à des domaines de longueurs d'ondes différents permet la création de compositions colorées comme l'illustre la Figure 235, en système additif si vous regarder cette figure sur un écran ou soustractif si vous le faites sur une version imprimée.

Les canaux choisis pour mettre en évidence des processus physiques et/ou chimiques typiques des bandes d'absorptions correspondent généralement aux épaulements et au minimum d'absorption. Néanmoins, il est également possible d'attribuer aux couleurs primaires une série d'images obtenues suite au calcul de rapports, d'indices ou de cartes de ressemblances spectrales. De cette manière, l'examen simultané de plusieurs types d'informations spectrales peut être opéré.

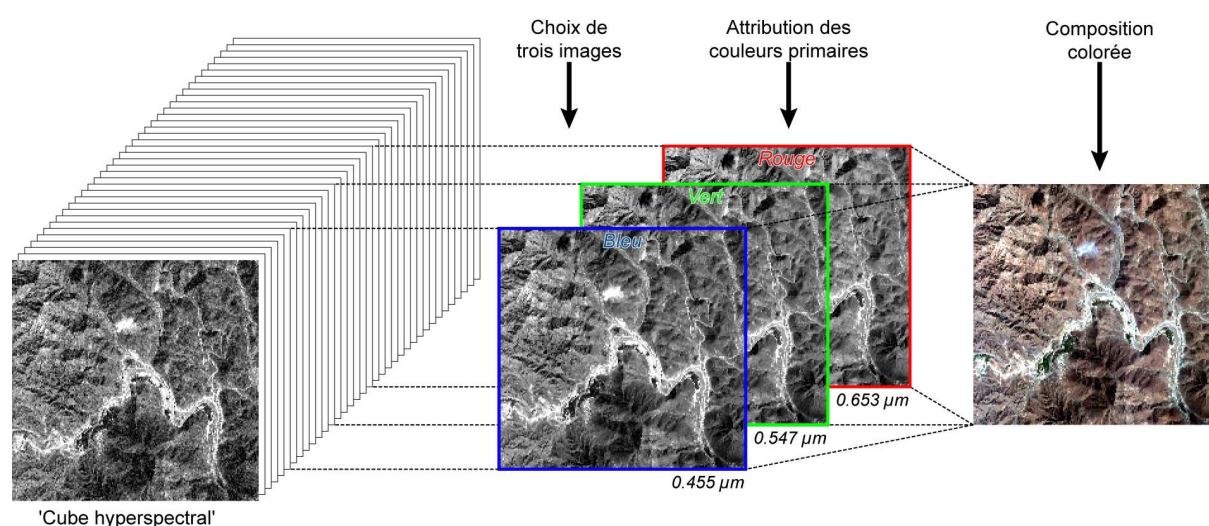


Figure 235 : Illustration du principe de la composition colorée.

La mise en valeur des différents objets qui constituent l'image est réalisée en ajustant la dynamique des histogrammes pour chaque canal. Lorsque l'information qui y est présente est étalée sur l'échelle des niveaux de gris, la cohérence entre les canaux est préservée. Pour cela c'est l'histogramme de la luminance, ou niveau de gris moyen des trois canaux sélectionnés pour l'affichage qu'il faut étaler. Lorsque cet étalement de l'information se fait sur chaque canal indépendamment les uns des autres, la cohérence entre les canaux est perdue au bénéfice d'une plus grande dispersion des couleurs portant une information. Dans ces conditions l'image affiche une information qui dépend de la distribution spatiale des niveaux gris de chaque canal. Il est alors dangereux d'interpréter les couleurs en terme de bande spectrale ou de maximum de réflexion comme nous allons le voir sur une série d'exemples.

Prenons comme exemple la série de spectres d'hypersthène de Clark et al. (1993) (Figure 236a). La taille des grains influence la forme des spectres. Plus les cristaux d'hypersthène sont grands, plus la

largeur et la profondeur des absorptions à 0,90 et à 1,85 μm augmentent et plus les valeurs d'albedo diminuent. Afin de mettre en évidence cette variation de la forme des spectres par imagerie, un cube hyperspectral synthétique est créé à partir des spectres mesurés en laboratoire. Chaque pixel correspond à une taille de grain spécifique. Le spectre moyen a été calculé afin de faciliter la compréhension des compositions colorées.

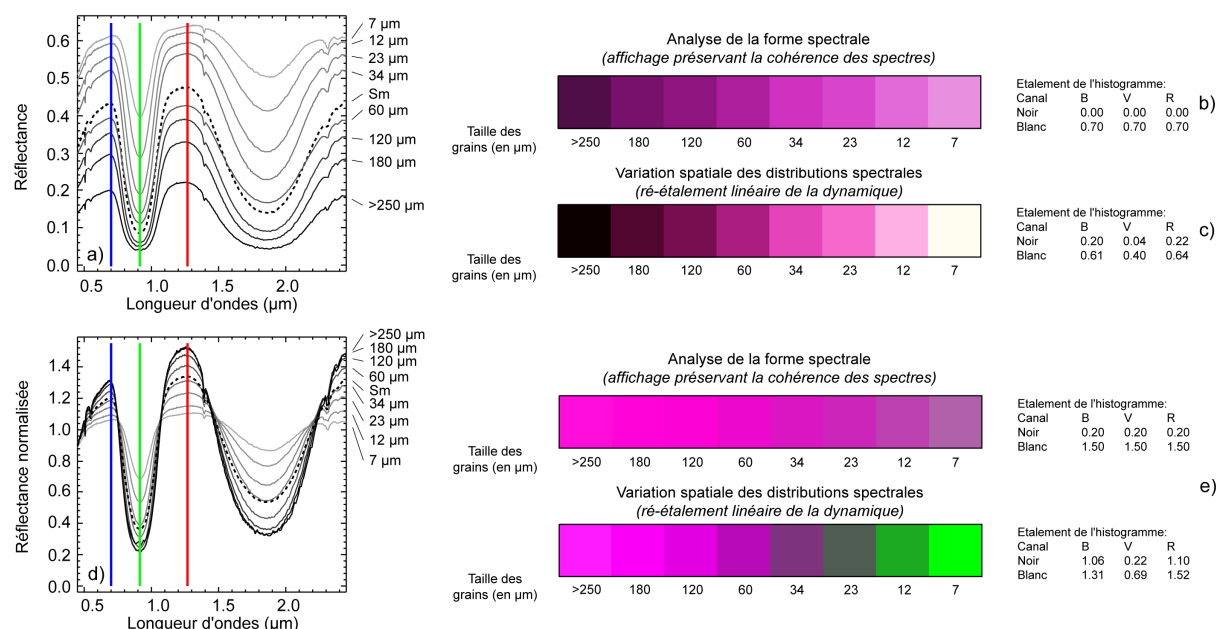


Figure 236 : (a) Spectres d'hypersthène pour différentes granulométries (Clark et al., 1993). (b) Composition colorée appliquée sur une image synthétique à partir des spectres présentés en (a). La composition est centrée sur la bande d'absorption à 0,91 μm ($R=1,26 \mu\text{m}$, $V=0,91 \mu\text{m}$, $B=0,70 \mu\text{m}$). L'échelle des réflectances est identique sur les trois canaux. (c) Même composition colorée avec étalement linéaire sur l'histogramme indépendant de chaque canal. (d) Spectres d'hypersthène après retrait des effets liés à la surface en utilisant une tendance linéaire. (e) Même composition colorée qu'en (b) et (c) effectuée sur les spectres après le retrait d'une tendance linéaire. Le spectre équivalent du gris moyen Sm est présenté sur l'ensemble des spectres afin de faciliter l'explication.

La Figure 236b montre la composition colorée effectuée en se basant sur la première bande d'absorption de l'hypersthène. Le bleu et le rouge sont utilisés pour afficher les canaux des épaulements à 0,70 μm et à 1,26 μm . Le centre de l'absorption à 0,91 μm est affiché sur le vert (Figure 236a). Avec cette composition colorée, les pixels de l'image apparaissent en magenta. Plus l'absorption est forte, plus l'intensité du vert diminue par rapport au bleu et au rouge et plus la teinte devient magenta. Mais, plus la taille des grains diminue, plus l'intensité du niveau de gris moyen diminue et plus il devient difficile de bien distinguer la teinte magenta.

Comme le montre la Figure 237a, ces trois histogrammes présentent pour l'ensemble des pixels un ajustement de la réflectance compris entre 0 et 1. L'échelle de gris, définie entre 0 et 255, couvre par défaut cet intervalle de façon à respecter le même étalement des mesures de réflectances sur chacun

des canaux. Cependant, l'information utile occupe un intervalle plus réduit. Par exemple, sur le bleu, les valeurs de réflectance sont comprises entre 0,20 et 0,65 (Figure 236a et Figure 237a). Au-delà, de cet intervalle aucun pixel ne présente de l'information. Une amélioration du contraste peut ainsi être effectué. Cette technique consiste à redistribuer l'ensemble des réflectances de l'image entre leurs valeurs minimums et maximums de chaque canal. L'information occupe ainsi plus efficacement l'échelle de gris disponibles (Figure 237b), mais la cohérence entre les canaux est perdue et les couleurs ne doivent plus être interprétée qu'en terme d'information. Celles-ci ne sont plus directement liées à la forme du spectre mais dépendent aussi de la distribution des pixels voisins. Ainsi, à la valeurs de réflectance la plus faible est attribué 0 (i.e., le noir) et à la valeur de réflectance la plus élevée 255 (i.e., le blanc).

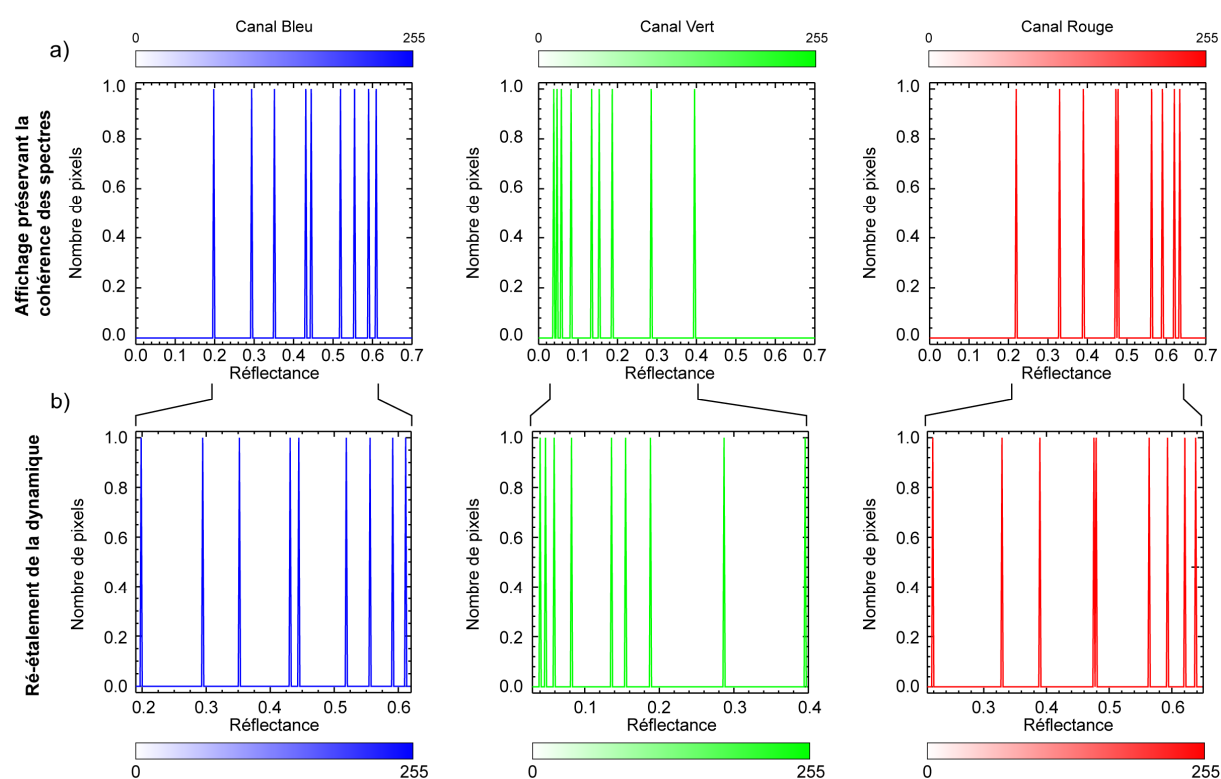


Figure 237 : Histogrammes des canaux bleu, vert et rouge illustrant l'amélioration du contraste. (a) Préservation des grandeurs physiques par fixation d'une même échelle de réflectance sur tous les canaux. (b) Étalement linéaire de l'histogramme et perte de la cohérence des grandeurs physiques entre canaux au profit d'une amélioration du contraste et de la lisibilité de l'information (voir Figure 236c).

Avant étalement des histogramme, le gris moyen (à niveau de gris 128 dans chaque canal) d'une composition colorée est donné par une réflectance de 0,50 dans chaque canal, soit une forme de spectre 0,50 - 0,50 - 0,50. Dans l'exemple traité sur la Figure 237b (dont l'image est en Figure 236c) le gris moyen suit la forme spectrale 0,40 - 0,20 - 0,35. De même le minimum noir y dessine la forme 0,20 - 0,05 - 0,21 et le maximum blanc correspond à une forme

spectrale 0,60 - 0,40 - 0,62. La couleur d'une telle composition colorée ne peut donc pas être comprise par la seule observation des spectres. En revanche, et c'est là son principal intérêt, toute variation de forme de spectre d'un pixel par rapport aux autres se traduit par une variation de teinte ou d'intensité.

L'intensité de la réflectance croissant des grains les plus gros vers les plus fins le changement de forme des spectres est en partie masquée par cette variation d'intensité. Pour y remédier il est possible d'utiliser différentes normalisations comme celle de la tendance décrite dans le paragraphe 6.1.2. Appliqué à l'exemple de l'image des hypersthènes de la Figure 236b cela donne l'image de la Figure 236e. Cette fois la palette des couleurs de la composition colorée passe du magenta vif à un magenta terne pour les bandes d'absorption les plus profondes. Après étalement de l'histogramme canal par canal les couleurs vont du magenta au gris pour le spectre moyen et au vert vif pour les bandes les moins profondes. Une composition colorée, à étalement indépendant des canaux (opération effectuée par défaut par ENVI), ne doit donc jamais être interprétée par la seule observation des spectres car les teintes produites sont avant tout le résultat d'une distribution spatiale. C'est donc essentiellement un outil de recherche et de cartographie de formes spectrales qu'il convient de manier avec précaution. Lorsque c'est le cas, celui-ci peut permettre de détecter la présence de faciès pétrologiques rares, difficiles à mettre en évidence sur une image en raison de son faible poids statistique, mais à l'origine d'une teinte locale particulière sur une composition colorée.

Annexe 2 : Imagerie pétrologique

Dans ce travail, une série de clichés est capturée et présentée afin d'illustrer la composition minéralogique et la distribution des cristaux rencontrés dans les différentes lithologies examinées. Pour chaque lame mince représentative d'un faciès deux images numériques sont acquises : une en lumière polarisée non analysée (LPNA) et une autre en lumière polarisée analysée (LPA).

Les cristaux d'une roche sont fréquemment disposés au hasard et donc coupés suivant des directions différentes. L'examen d'une lame mince en LPNA montre en général trois types de minéraux : ceux qui sont opaques, incolores et colorés. En fonction de l'orientation du cristal par rapport au plan de polarisation de la lumière, la teinte des minéraux colorés varie montrant diverses couleurs ou nuances lorsque la platine tourne. Même si certaines espèces minérales présentent un pléochroïsme (e.g., biotite, hornblende), leur impression sur une prise de vue statique ne semble pas être un empêchement pour leur reconnaissance. L'image numérique d'une lame mince en LPNA est alors prise tout simplement en orientant le polariseur de telle sorte que les minéraux pléochroïques présentent leur couleur caractéristique. L'analyse des lames minces en LPA fait apparaître en revanche la couleur de biréfringence de chaque minéral. La rotation de la platine entraîne cette fois-ci une variation des valeurs d'intensité ou des décalages d'extinctions entre plages à biréfringence homogène. L'intensité devient nulle (i.e., les minéraux deviennent noirs) tous les 90° au cours d'une rotation complète (i.e., aucune lumière n'est visible par l'utilisateur). Ces variations empêchent une bonne reconnaissance d'un minéral sur un simple cliché et leur donne un aspect très sombre. Afin de s'affranchir de ce phénomène, un traitement est effectué sur les images dans le but d'obtenir des images en maximum de lumière polarisée analysée (MLPA).

La conception des clichés en MLPA nécessite de l'acquisition d'une série d'images selon des angles d'extinction différents. Afin que la correspondance pixel/objet soit toujours la même entre ces images, la lame mince doit rester fixe durant les prises de vue acquises sous des angles d'extinctions différents. Sous une configuration optique classique la lame est mobile et les polariseurs sont fixes. Un tel dispositif n'est par conséquent pas adapté pour acquérir ce type d'images. Un dispositif spécialisé est donc nécessaire. La configuration optique implémentée sur la loupe binoculaire où est monté l'appareil photo numérique est basée selon le modèle imaginé et conçu par F. Fueten (1997). La Figure 238 schématise le dispositif implémenté sous la loupe binoculaire. La lame mince est placée sur un support fixe placé entre deux polariseurs disposés sur un même axe. Le polariseur situé au dessus de l'échantillon est maintenu sur une platine graduée. Elle est également mobile. Le second polariseur est placé sous la lame mince et demeure immobile lors de l'examen en LPA et de l'acquisition de l'image

numérique. Il peut en revanche être retiré en tout instant à l'aide d'un pivot passant à l'analyse en LPNA.

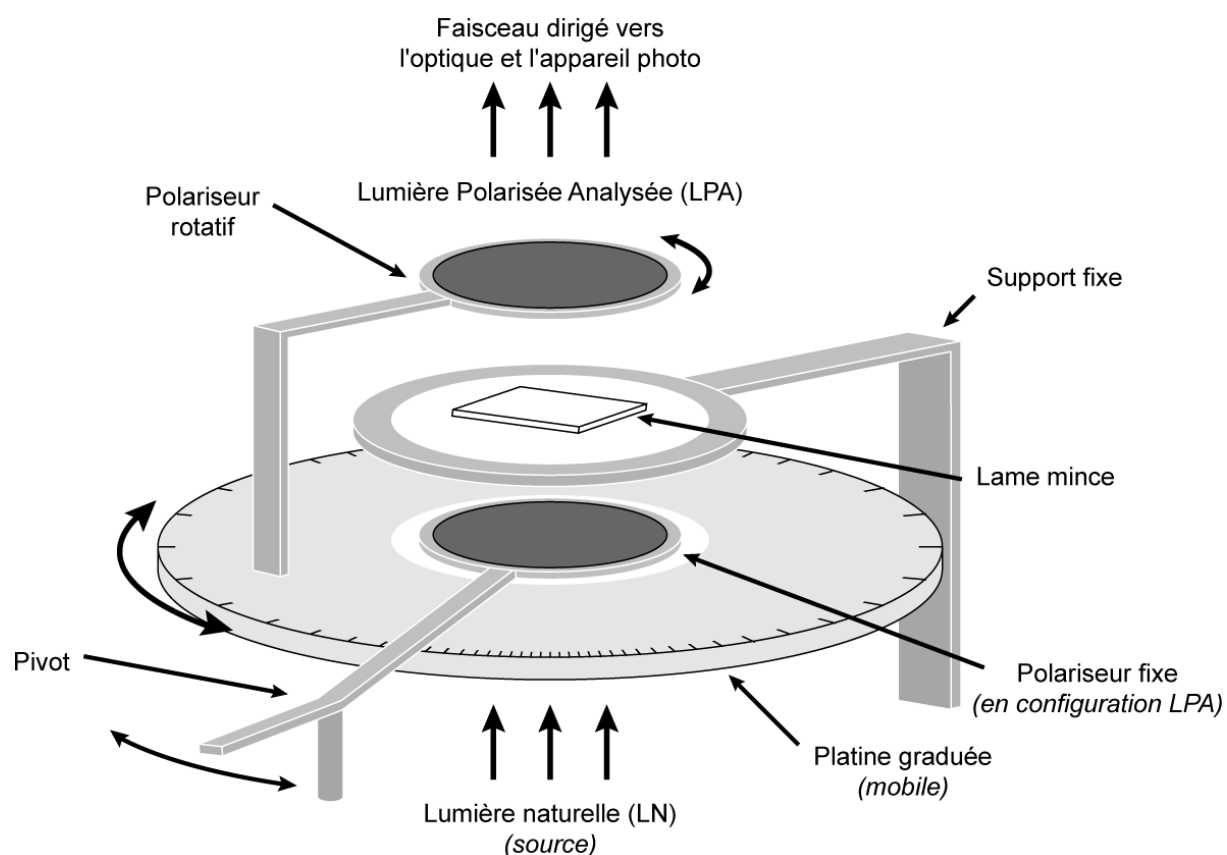


Figure 238 : Schématisation du dispositif permettant de faire les acquisitions des images en gardant la lame fixe et faisant varier les angles d'extinctions à l'aide d'un polariseur mobile placé sur une platine graduée.

Six images numériques sont acquises en LPA en faisant tourner le polariseur de 0° à 180° par intervalles de 30° (Figure 239a). Chaque image est ensuite examinée par le logiciel IMAGE2003.EXE développé par Patrick Launeau. Ce logiciel compare chacune de ces images pixel par pixel et canal par canal (i.e., pour le rouge, le vert et le bleu). Ne sont stockées en mémoire que les valeurs les plus élevées en niveaux de gris pour chaque canal d'un pixel. L'image en éclaircissement maximum résulte de la combinaison des trois canaux restituant ainsi les valeurs maximales de la série d'image de départ (Figure 239b).

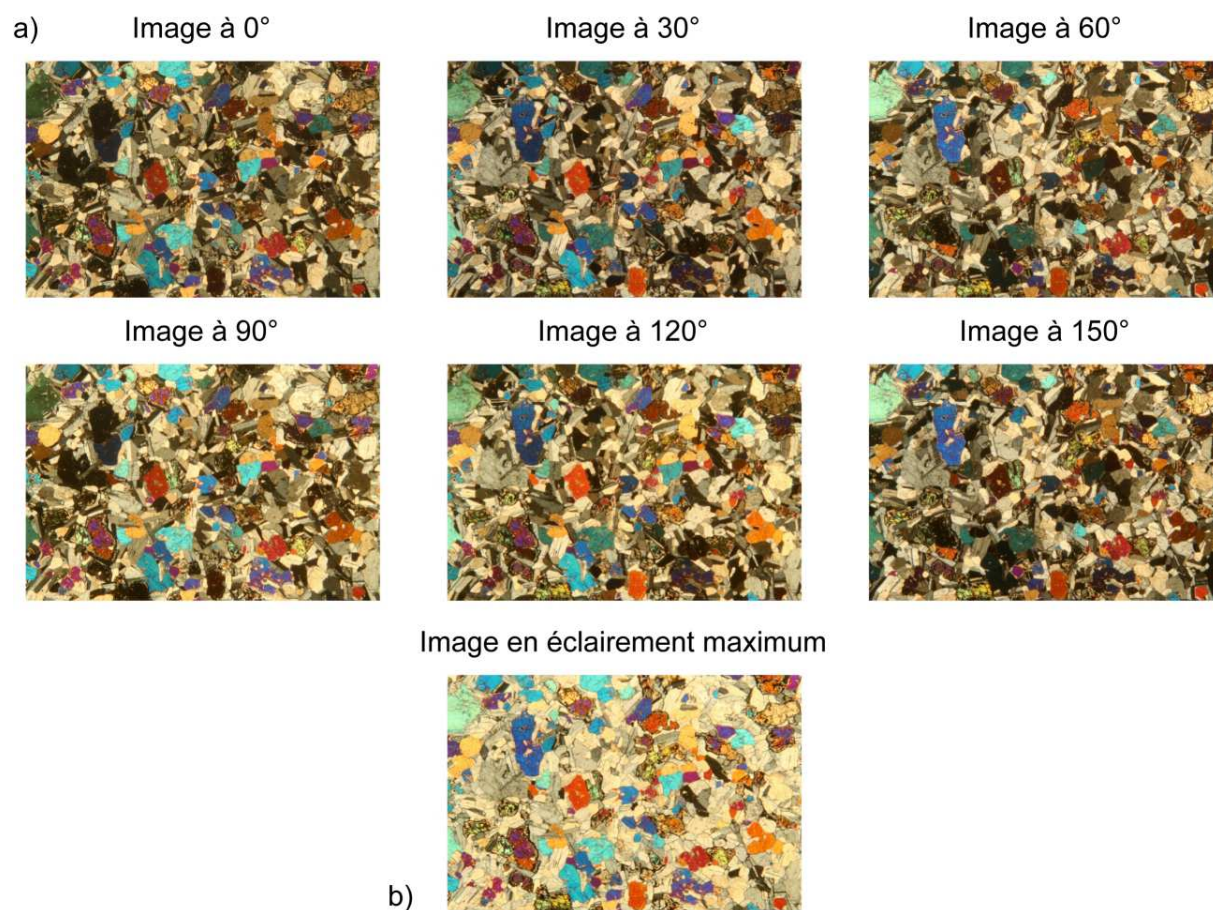


Figure 239 : (a) Six images numériques sont acquises en lumière polarisée analysée (LPA) tous les 30°. (b) Image en éclaircissement maximum.

Annexe 3 : Analyses DRX sur fraction roche totale

L'ensemble des analyses par DRX mesurées sur la fraction grossière (roche totale) des horizons définis pour chaque altérite est inclus dans cette annexe. La ligne de base des diffractogrammes a été retirée. Afin de clarifier la lecture, les diffractogrammes sont décalés entre eux. Les pics sont indexés en fonction des différents minéraux rencontrés à l'aide des fiches PDF (Powder Diffraction File) incorporées au logiciel de traitement EVA DIFFRAC*plus*. Ces résultats sont synthétisés dans des tableaux pour chaque profil de sol et discutés dans le chapitre 7.

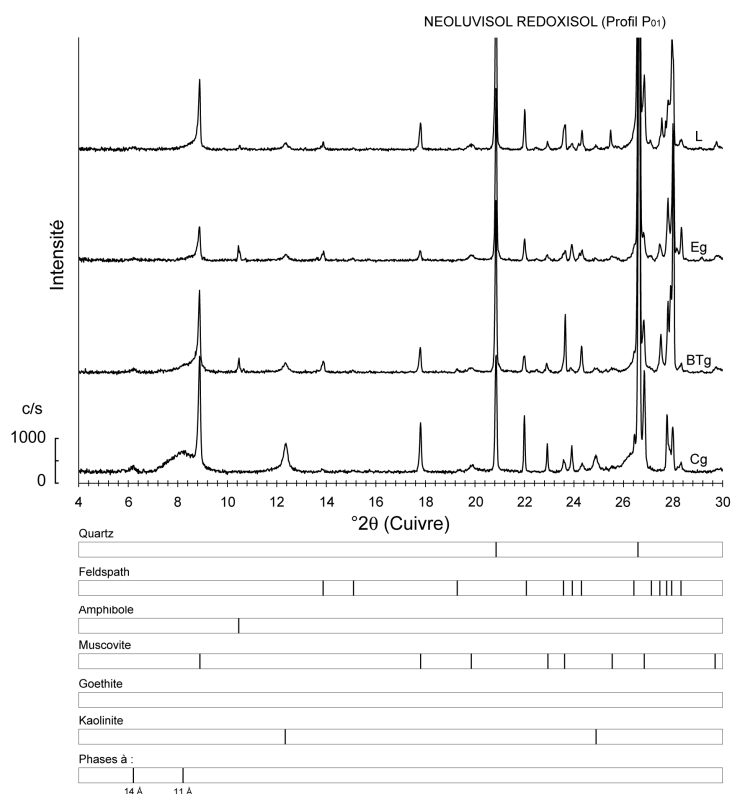


Figure 240 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil P₀₁ issu de l'altération d'un micaschiste.

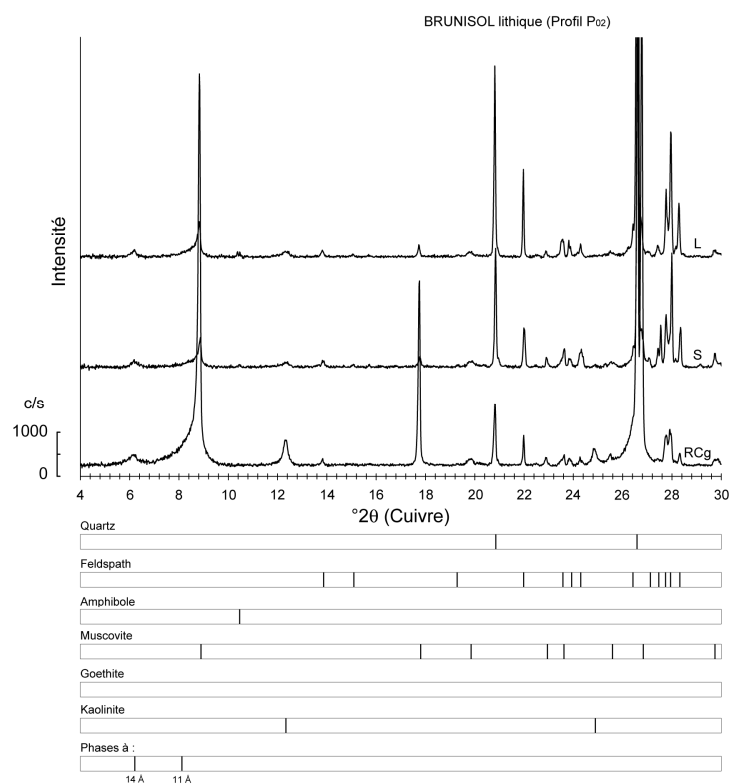


Figure 241 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil P₀₂ issu de l'altération d'un micaschiste.

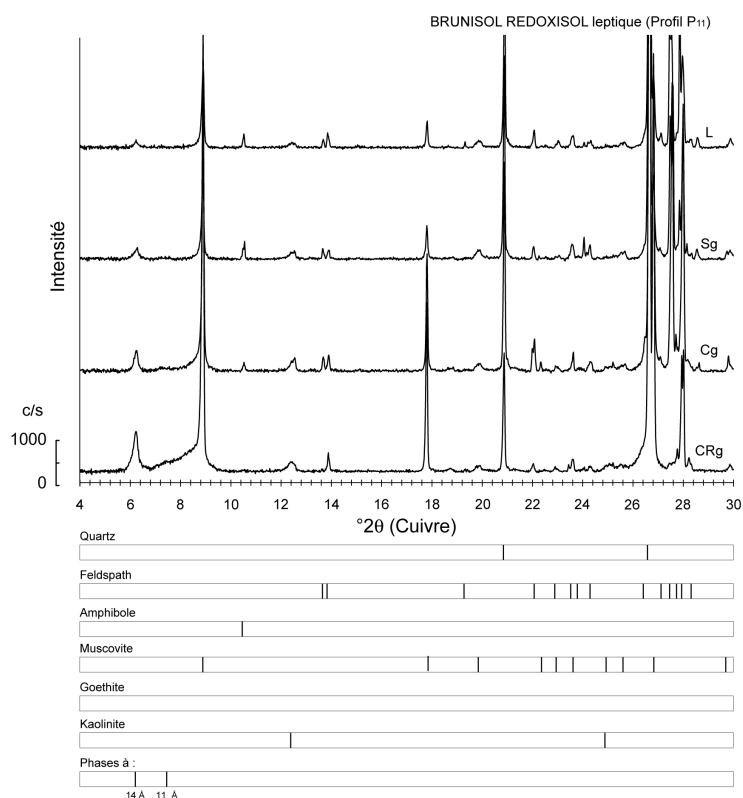


Figure 242 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₁₁ issu de l'altération d'un gneiss.

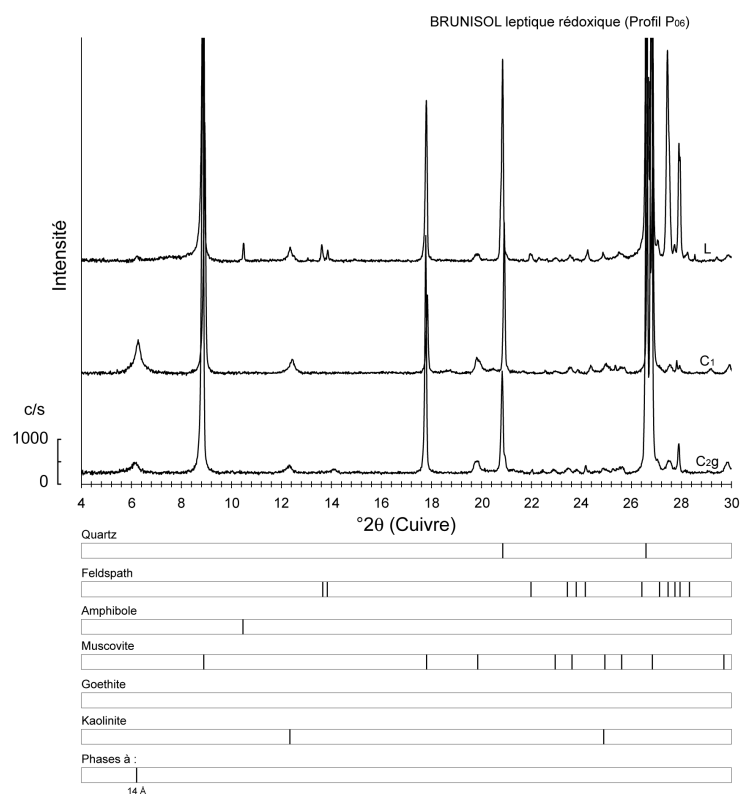


Figure 243 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₀₆ issu de l'altération d'un gneiss.

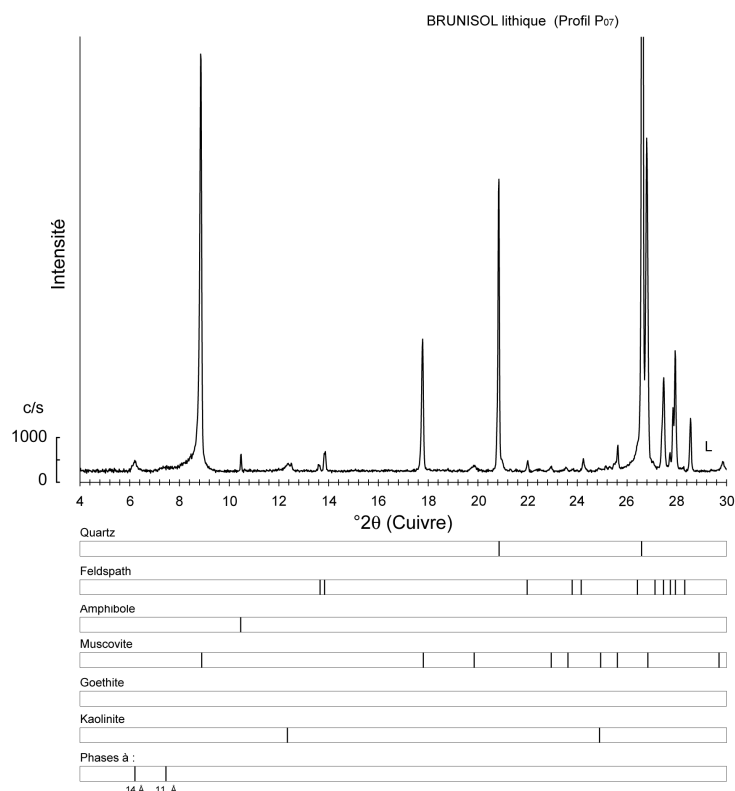


Figure 244 : *Diffractogramme de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₀₇ issu de l'altération d'un gneiss.*

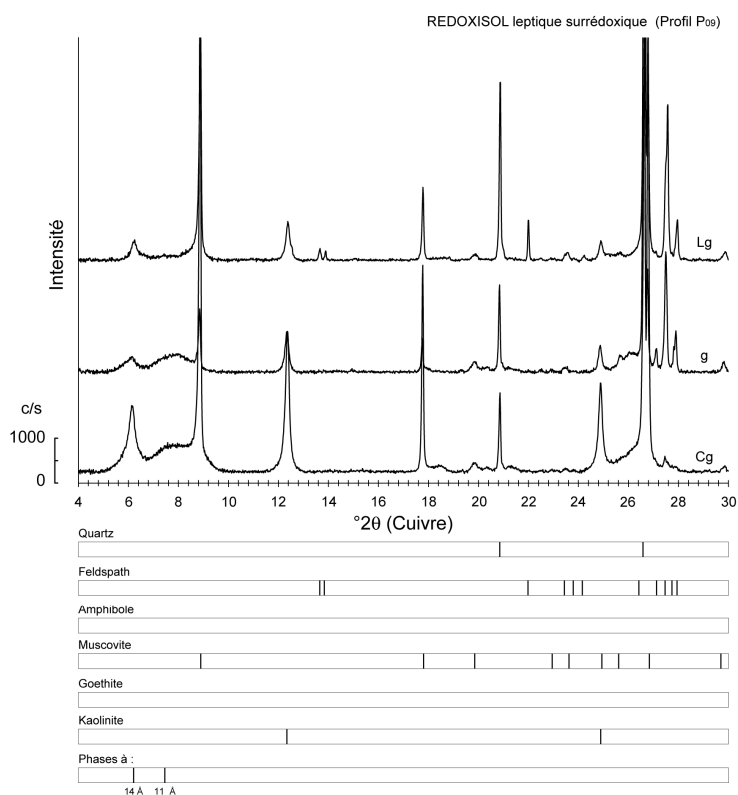


Figure 245 : *Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₀₉ issu de l'altération d'un gneiss.*

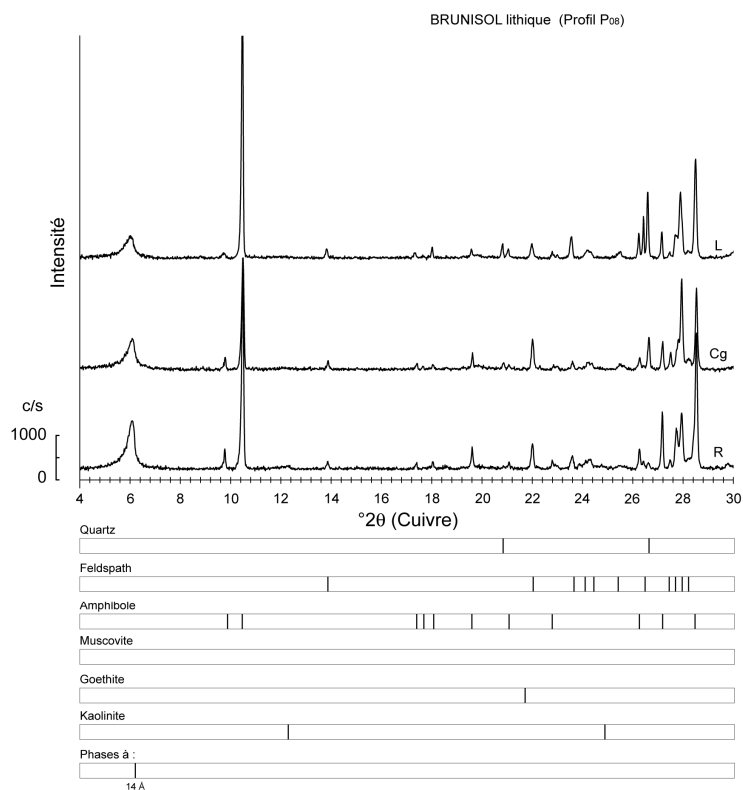


Figure 246 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₀₈ issu de l'altération d'une amphibolite.

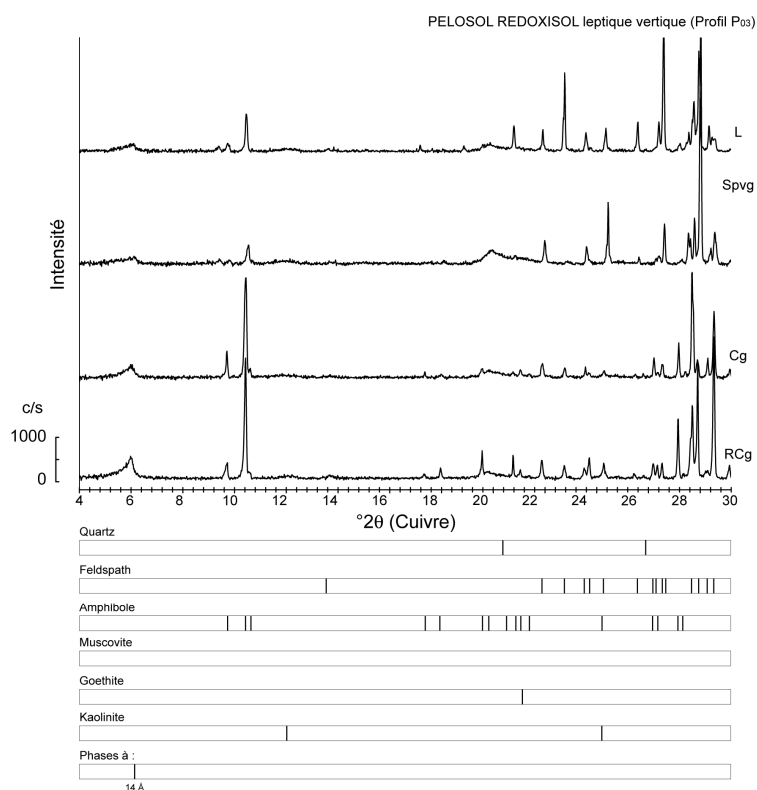


Figure 247 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₀₃ issu de l'altération d'un gabbro.

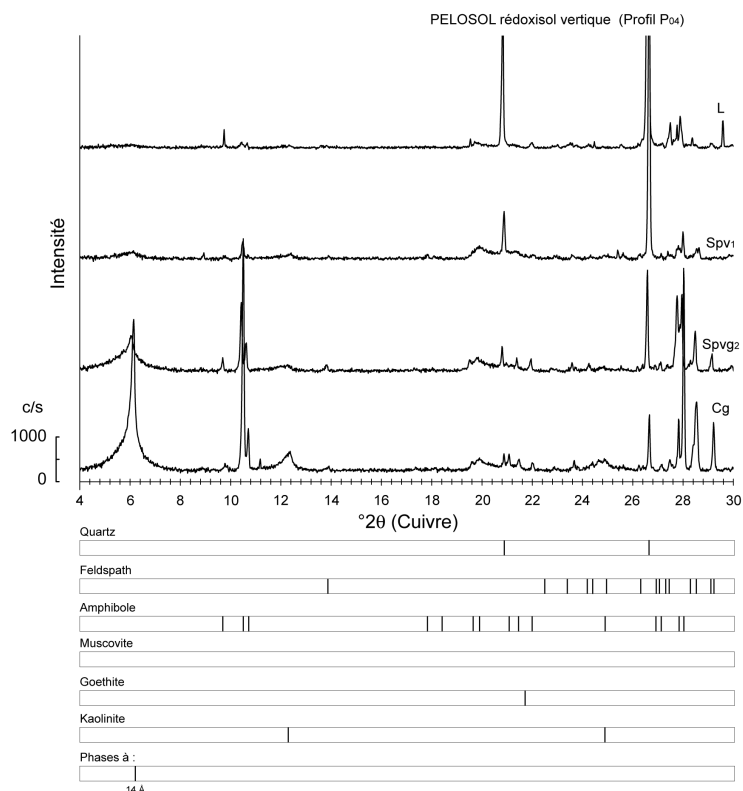


Figure 248 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₀₄ issu de l'altération d'un gabbro.

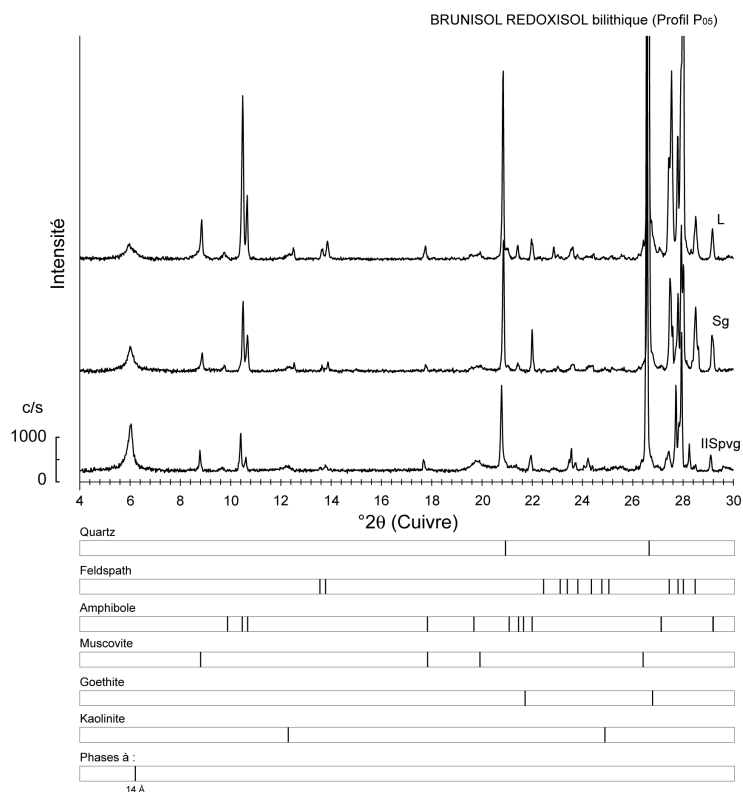


Figure 249 : Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₀₅ issu de l'altération d'un gabbro.

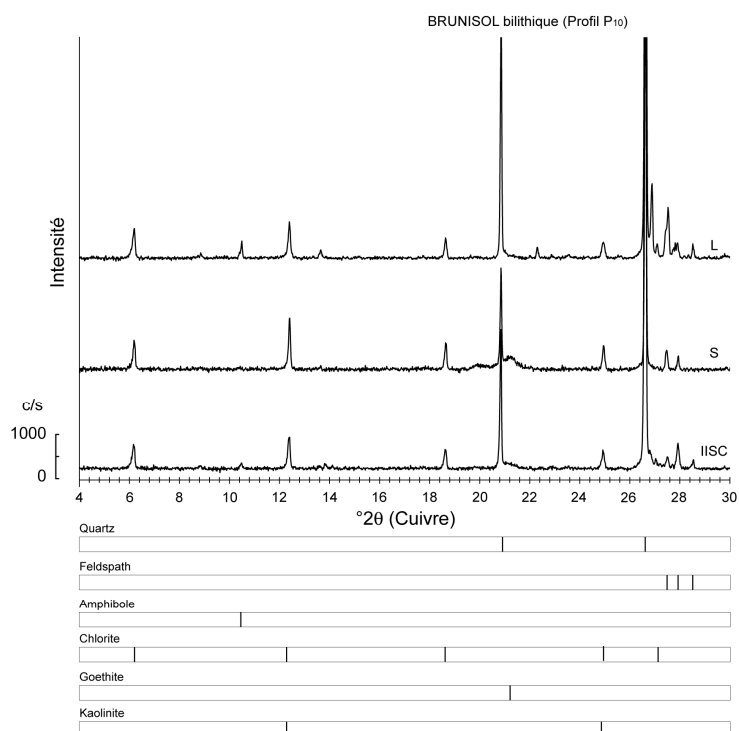


Figure 250 : *Diffractogrammes de rayons X (roche totale) des échantillons prélevés dans les différents horizons du profil de sol P₁₀ issu de l'altération d'une serpentinite silicifiée.*

Annexe 4 : Cartes de ressemblance spectrale des principales lithologies caractérisant le Massif de Sumail (Oman)

En janvier 2006, une campagne de terrain a été effectuée dans le Massif de Sumail. Lors de cette étude, une série de spectres ont été acquis à l'aide du spectromètre ASD. Les principales lithologies examinées dans la séquence mantellaire correspondent à des harzburgites, des dunites, des harzburgites avec carbonates interstitiels et des formations riches en carbonates tels que les calcretes et les travertins. Des pyroxénites, des wehrlites, des gabbros et un ensemble gabbro supérieur - dykes à amphibole sont étudiés dans la séquence crustale.

La combinaison linéaire des spectres des faciès présents dans chaque séquence permet d'aboutir à des cartes de fraction de couverture (c.f., chapitre 9). En les combinant, une nouvelle carte géologique du Massif est proposée. Néanmoins, avant d'aboutir à ce résultat, une série d'analyses sont effectuées pour chacune de ces lithologies étudiées de manière indépendante. Dans ce cas, les faciès spectraux sont considérés comme des pôles purs à part entière permettant ainsi d'établir des cartes de ressemblance. Ces cartes sont le résultat de l'application d'une simple distance spectrale (c.f., § 5.2.2.1). Cependant, afin de faciliter la correspondance en utilisant cette méthode, le spectre de référence ainsi que l'image sont normalisés à une tendance comme il a été décrit dans le paragraphe 6.1.3.2. Ceci permet de s'affranchir des variations d'intensité produites par les effets liés à la rugosité de surface rencontrée selon les différentes échelles d'observation (i.e., terrain et image). Par ailleurs, il a été démontré que des résultats plus discriminants sont obtenus en prenant l'inverse de la distance spectrale (I_d). Par conséquent, cette fonction est utilisée et présentée sur les cartes exposées dans cette annexe. Pour améliorer le calcul, l'image HyMap est segmentée en deux secteurs correspondant respectivement à la séquence mantellaire et crustale. La segmentation est effectuée à l'aide d'un indice discuté dans le paragraphe 9.6.4.

Bien que les cartes de ressemblance ne permettent pas une quantification de l'occupation surfacique de ces lithologies, ces cartes permettent de mettre en évidence la distribution spatiale de ces faciès dans le Massif. Les valeurs de ressemblance sont analysées à l'aide de l'indice I_d , inverse de la distance euclidienne entre un spectre de l'image et un spectre de référence. Plus cette valeur augmente, plus le spectre de l'image est proche du spectre de référence. En pratique, les distances comprises entre 1 et 0,001% de réflectance se retrouvent codées entre 1 et 1000, valeur maximum admise comme valeur d'identité entre deux spectres. À l'inverse, tous les spectres présentant une distance supérieur à 1, de 1 à 100% se retrouvent codés entre 1 et 0 (voir § 5.2.2.1).

Sur chaque carte est indiqué la limite du Moho pétrologique matérialisé par une ligne en pointillés.

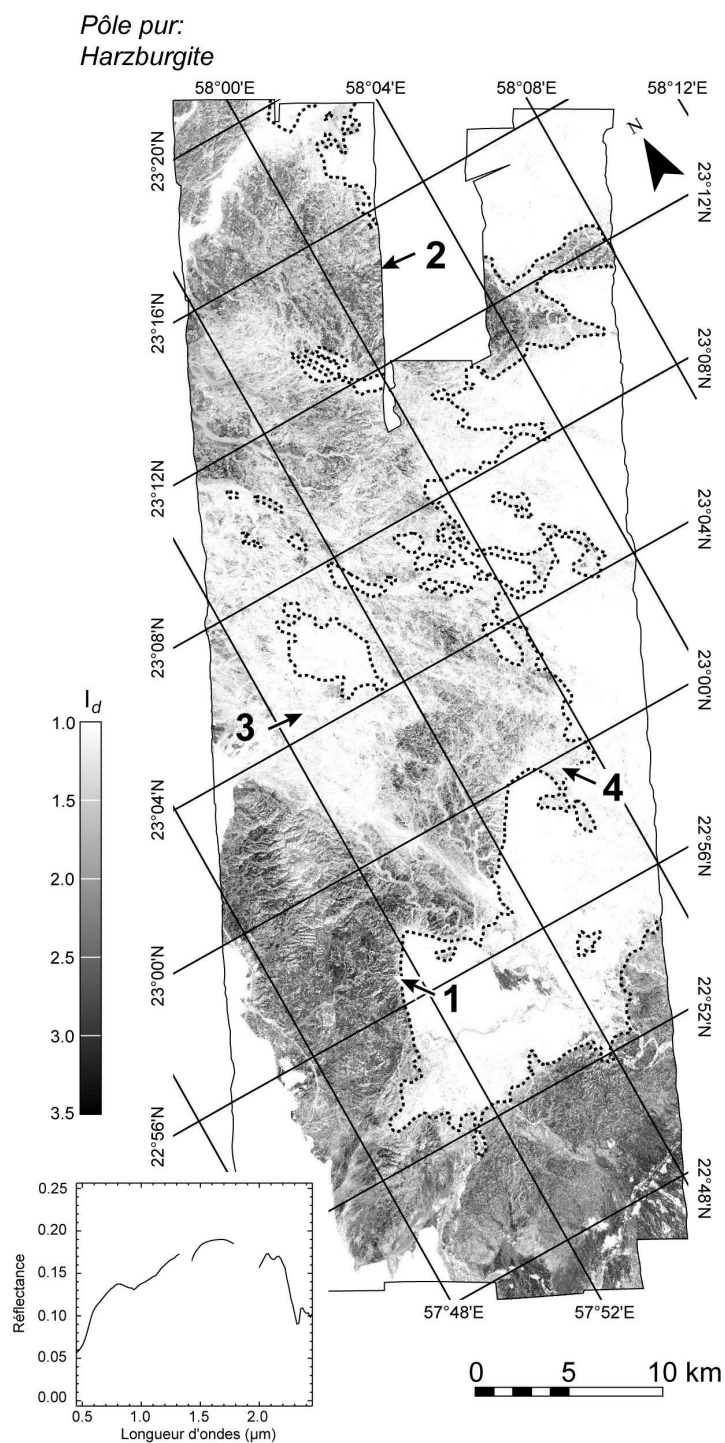


Figure 251 : Carte de ressemblance spectrale du pôle harzburgite. Cette carte montre que les harzburgites occupent une grande partie de la séquence mantellaire. Les plus grandes similitudes se situent au sud-ouest du Massif (flèche 1) et dans une moindre mesure dans le nord-ouest (flèche 2). Une diminution des valeurs de I_d est observée au cœur de cette séquence (flèche 3) ainsi qu'à la limite avec la séquence crustale suggérant l'absence de ce faciès (flèche 4).

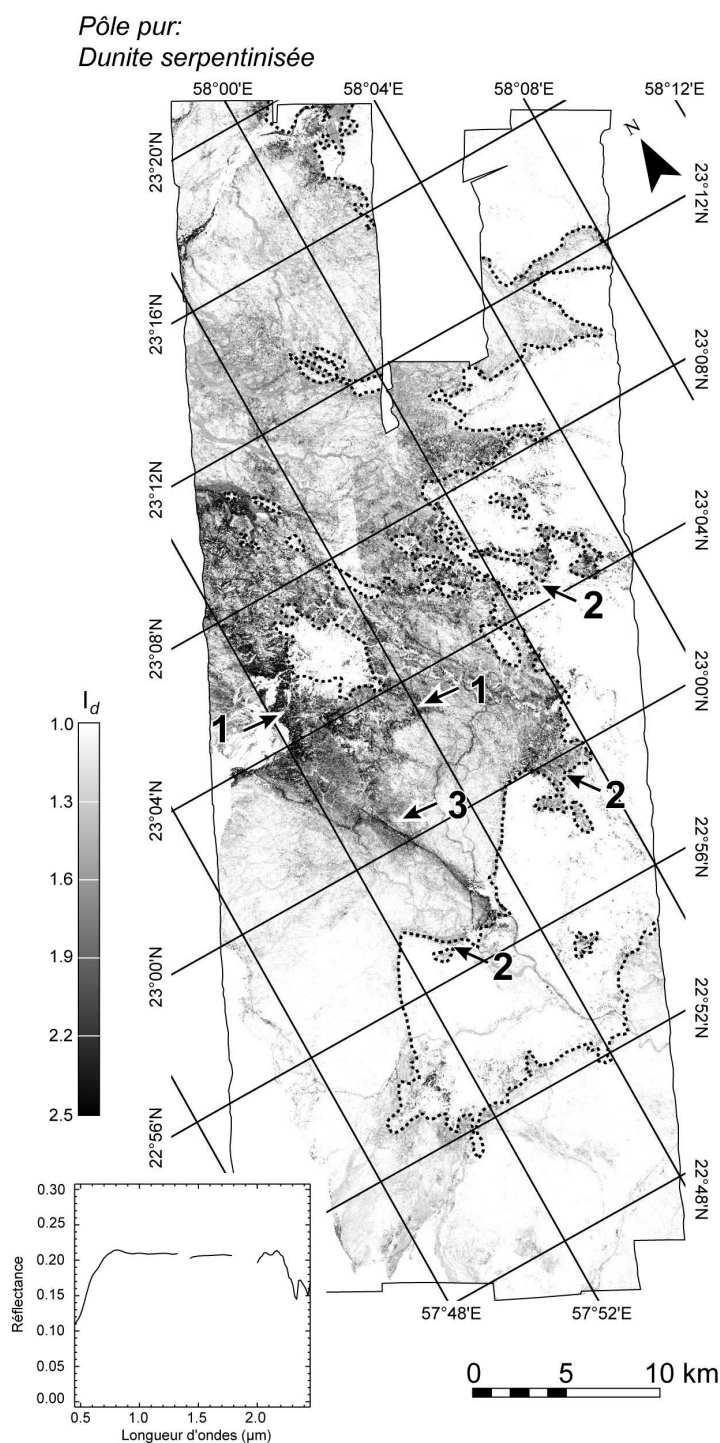


Figure 252 : Carte de ressemblance du pôle pur dunite serpentinisée. Des valeurs de I_d supérieures à 1,8 montrent que cette lithologie se trouve principalement au cœur du Massif, entre Muqbaryyah et Maqsad (flèches 1), en accord avec la présence d'un diapir (Ceuleneer et al., 1988, 1996). Elle est également rencontrée à la limite avec la séquence crustale à proximité du Moho (flèche 2). Ce pôle pur est observé le long de la zone de cisaillement de Muqbaryyah orientée N130-140°. Son identification sur cet accident n'implique pas que la dunite y affleure mais plutôt que la composition qui caractérise cette zone se rapproche de celle du spectre de référence. Cette carte est pratiquement le négatif de la Figure 251.

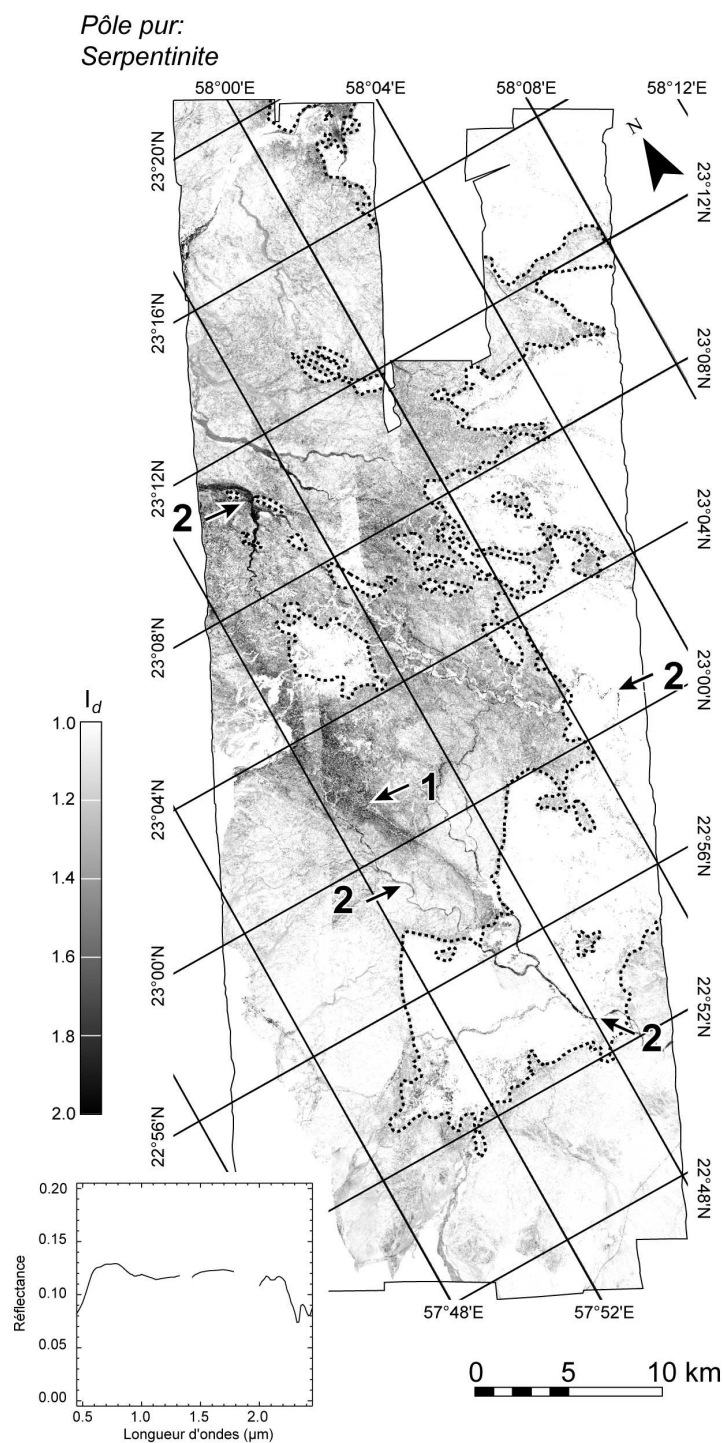


Figure 253 : Carte de ressemblance du pôle pur serpentinites. Cette mesure intègre des péridotites fortement serpentinisées. Leur affleurement est généralement recouvert d'une poussière vert gris de serpentine. La carte montre que ce minéral se rencontre principalement le long de la zone de cisaillement de Muqbariyah (flèche 1). La plupart des wadis présentent aussi des fortes valeurs de I_d (flèches 2).

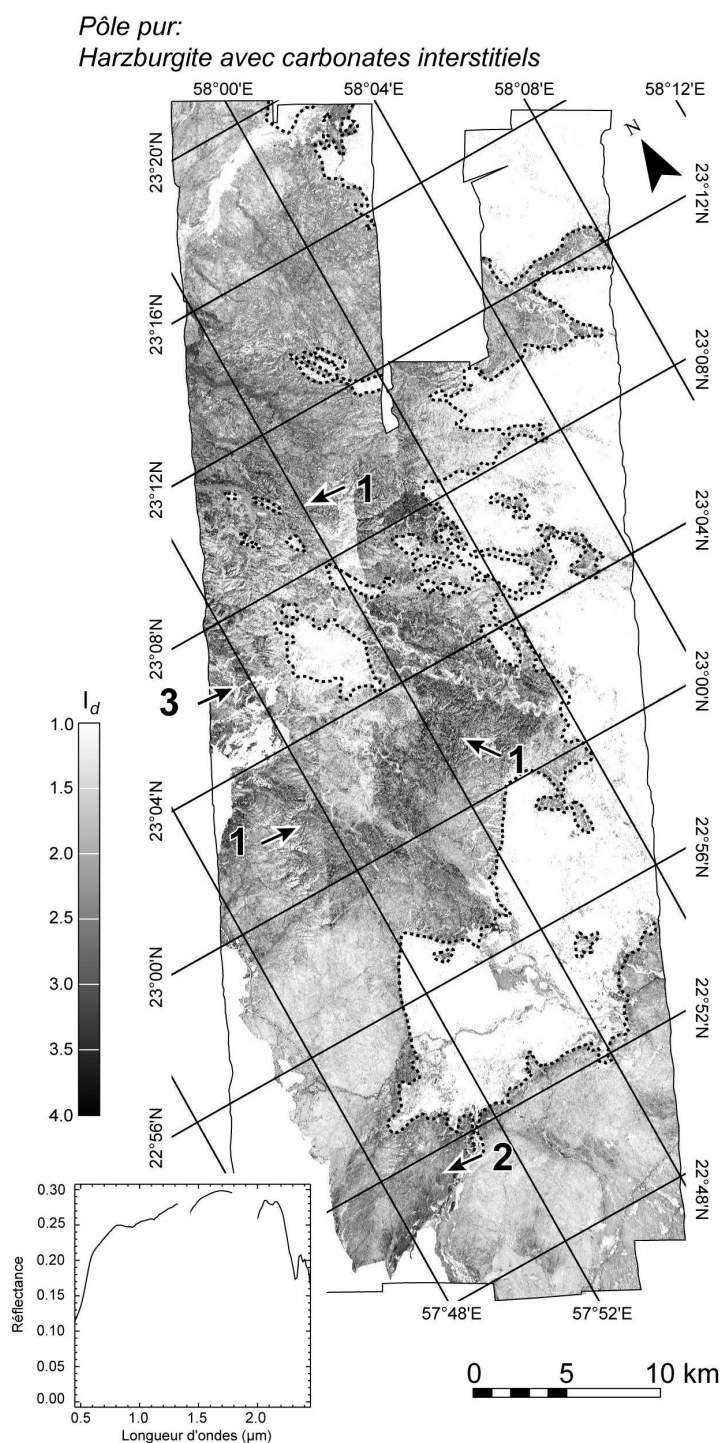


Figure 254 : Carte de ressemblance du pôle pur harzburgite avec carbonates interstitiels. Cette lithologie correspond à un mélange intime entre une harzburgite (Figure 251) et un réseau de veines de magnésite. Les valeurs de I_d comprises entre 2,5 et 3,5, se situent au cœur du Massif (flèches 1). Des valeurs de I_d similaires sont également observées dans la partie sud-ouest du Massif (flèche 2). Celles-ci se situent le long d'accidents où la circulation de fluides a permis la concentration de carbonates. Les valeurs de I_d supérieures à 3,5, suggèrent une plus forte similitude avec le spectre de référence. Elles se localisent autour de Muqbariyah (flèche 3) mais leur surface réduite empêche de les observer à l'échelle du Massif.

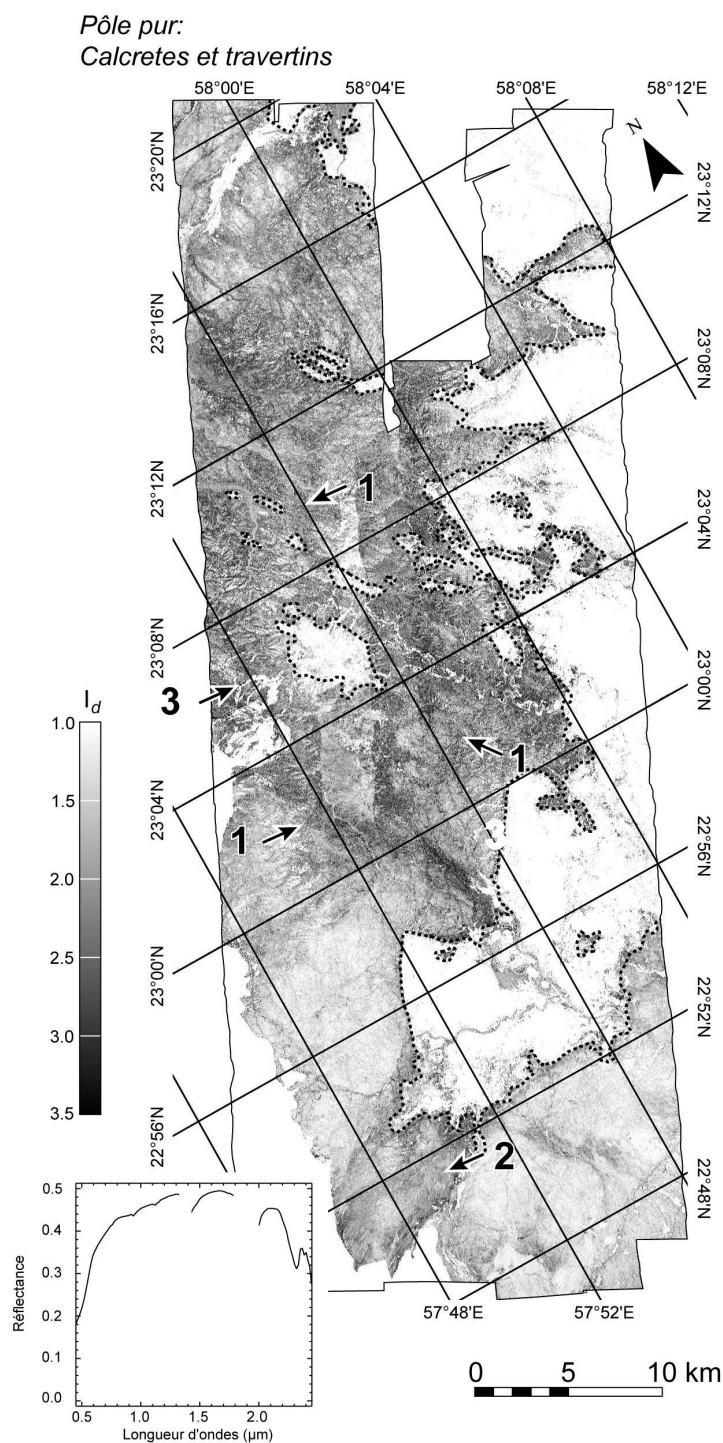


Figure 255 : Carte de ressemblance spectrale des formations riches en carbonates. La distribution spatiale des valeurs de I_d sur l'image est analogue à celle du pôle pur harzburgite avec carbonates interstitiels présentés dans la Figure 254 (flèches 1 à 3). La différence est marquée par les faibles valeurs de I_d , inférieures à 2,0 suggérant une plus faible similitude. Ces résultats confirment que pour pouvoir identifier les carbonates présents dans les harzburgites, il faut les considérer en mélange avec cette lithologie et combiner les différentes cartes de ressemblance pour en extraire une information pertinente.

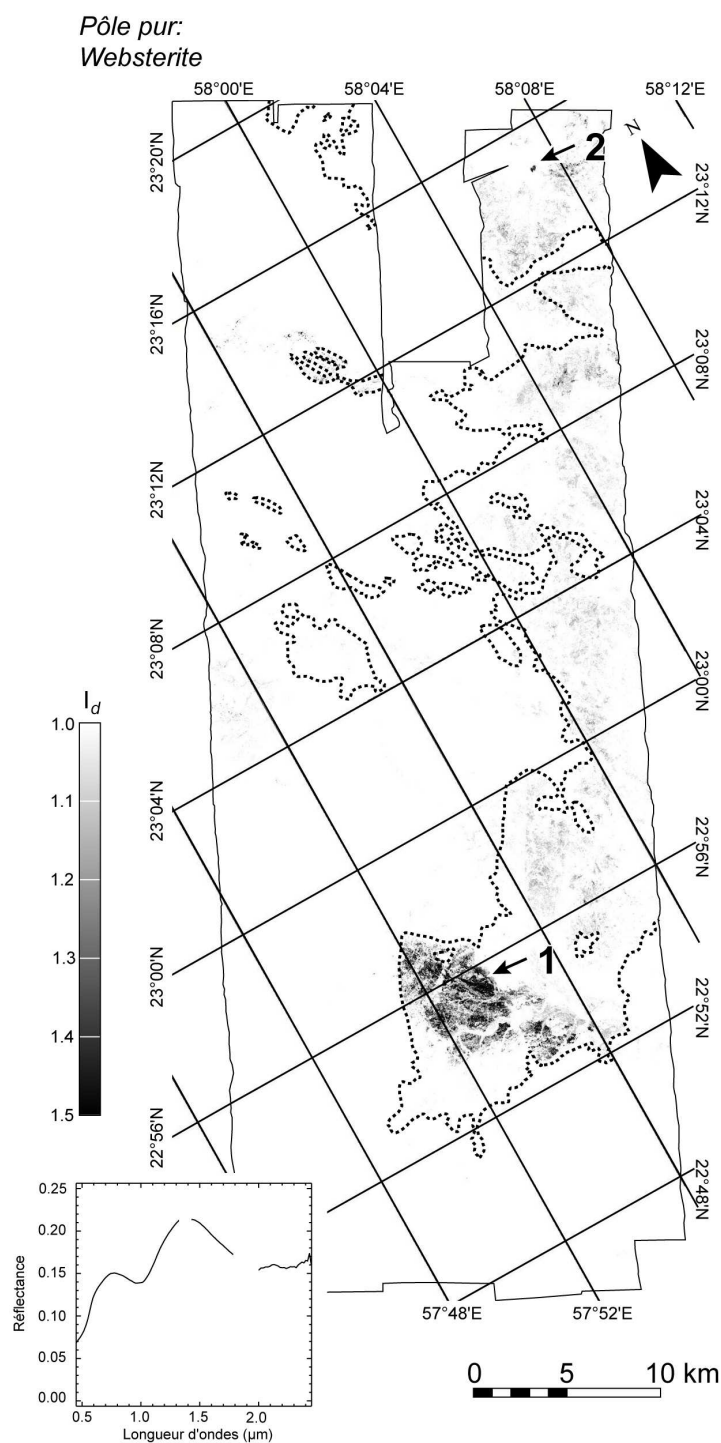


Figure 256 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbro-norite. La distribution des valeurs de I_d montre que cette lithologie affleure essentiellement dans l'extrême sud-ouest du Massif (flèche 1). La surface définie par les pixels dont les valeurs de I_d sont supérieures à 1,3 fait environ 38 km². Un deuxième secteur beaucoup plus réduit (<1 km²) est cependant reconnu dans l'extrême nord-est du Massif (flèche 2).

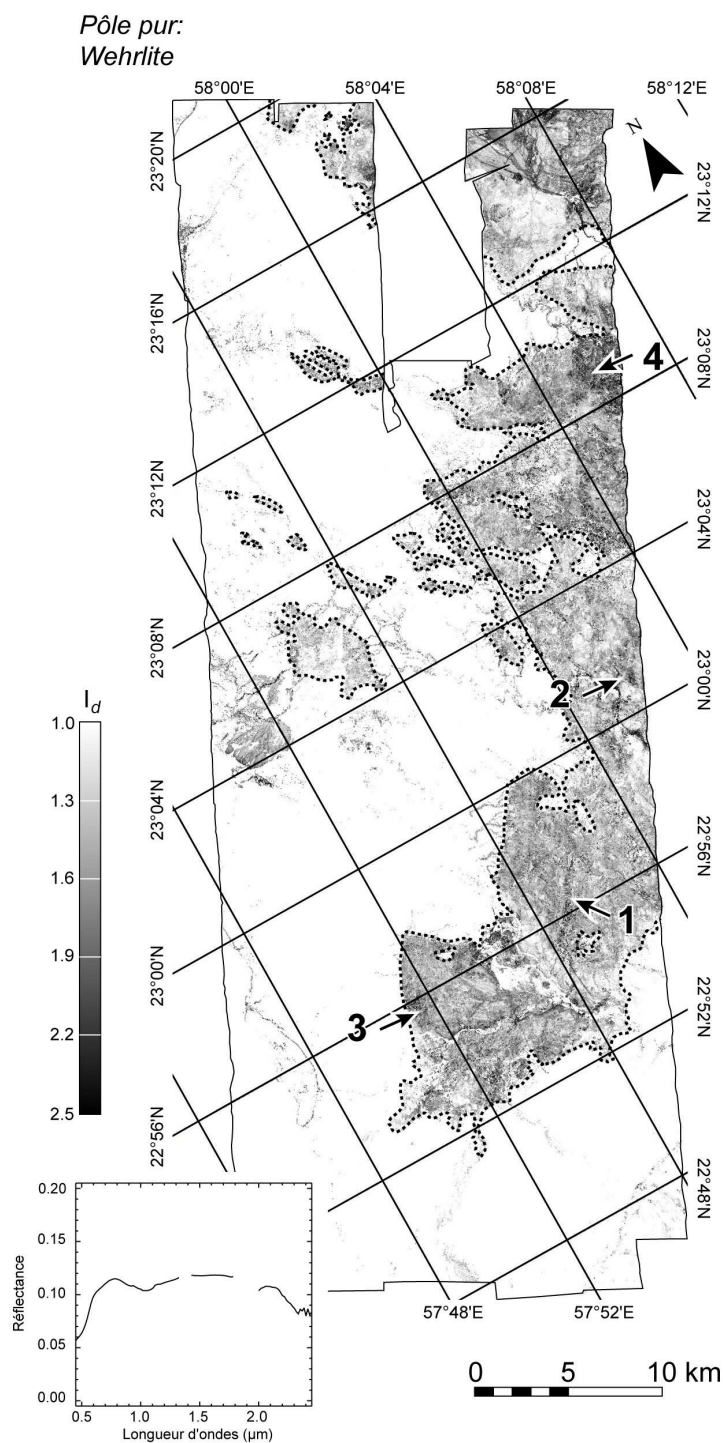


Figure 257 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur wehrlite. Une grande partie de la séquence crustale est occupée par des pixels dont les valeurs de I_d sont comprises entre 1,5 et 2,0. Les surfaces occupées par les affleurements dont les valeurs de I_d sont supérieures à 2,2 sont différentes au sein du Massif. Au sud-ouest, les affleurements semblent être isolés (flèches 1 à 3) tandis qu'au nord-est des étendues plus importantes sont mises en évidence (flèche 4).

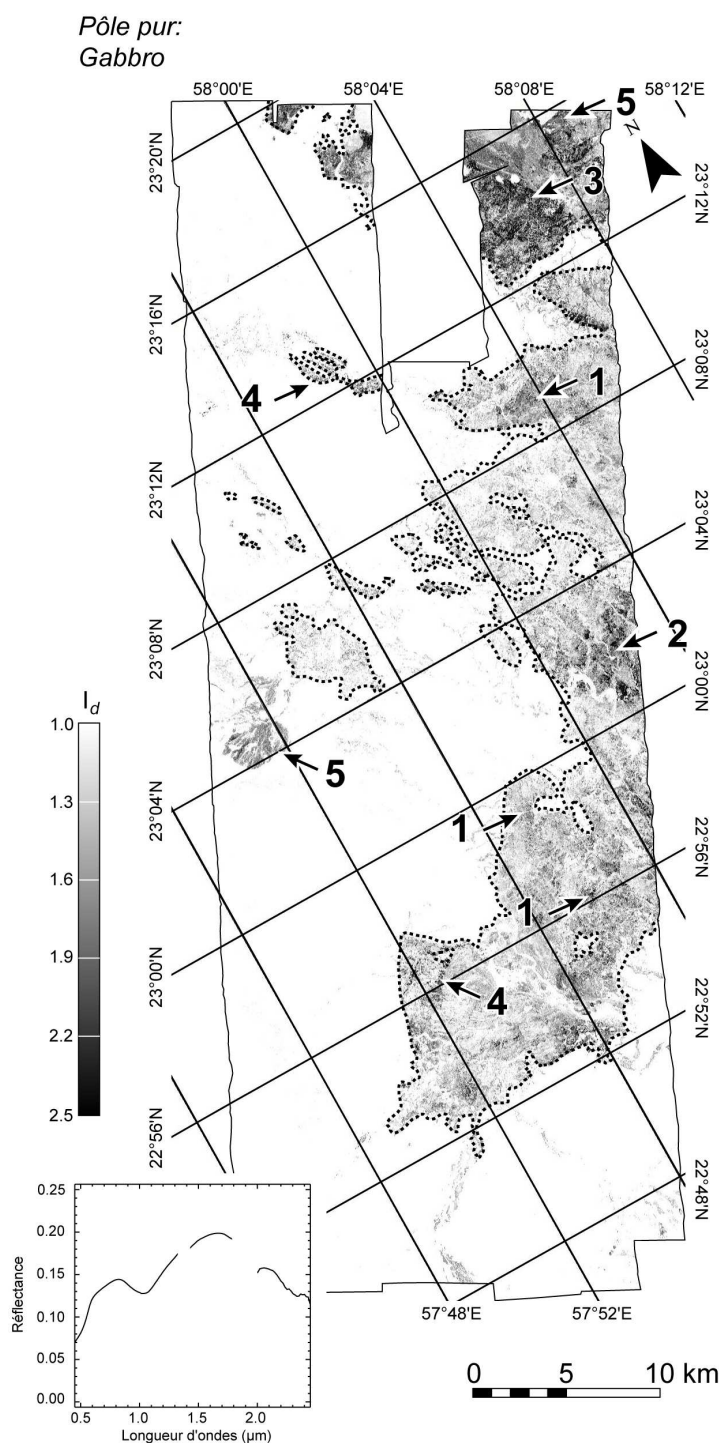


Figure 258 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbro. Cette lithologie occupe une grande partie de la séquence crustale (flèches 1). En revanche, les zones définies par des fortes valeurs de I_d sont plus vastes (i.e., >2.2). C'est notamment le cas aux environs de Mahram (flèche 2) ou au nord-est du Massif (flèche 3). Une forte ressemblance est également rencontrée pour des pixels situés au milieu de la séquence mantellaire formant trois bandes parallèles mais aussi au milieu du secteur caractérisé par les gabbroonorites dans la croûte (flèches 4). Les observations de terrain ont confirmé que dans ces zones affleurement des clinopyroxénites. Comme pour cette formation, le spectre des gabbros est principalement défini par la signature des clinopyroxènes. Par conséquent faire la distinction entre ces deux faciès semble impossible. Des valeurs relativement élevées dans des cônes de déjection montrent qu'ils sont composés de blocs de gabbro (flèches 5).

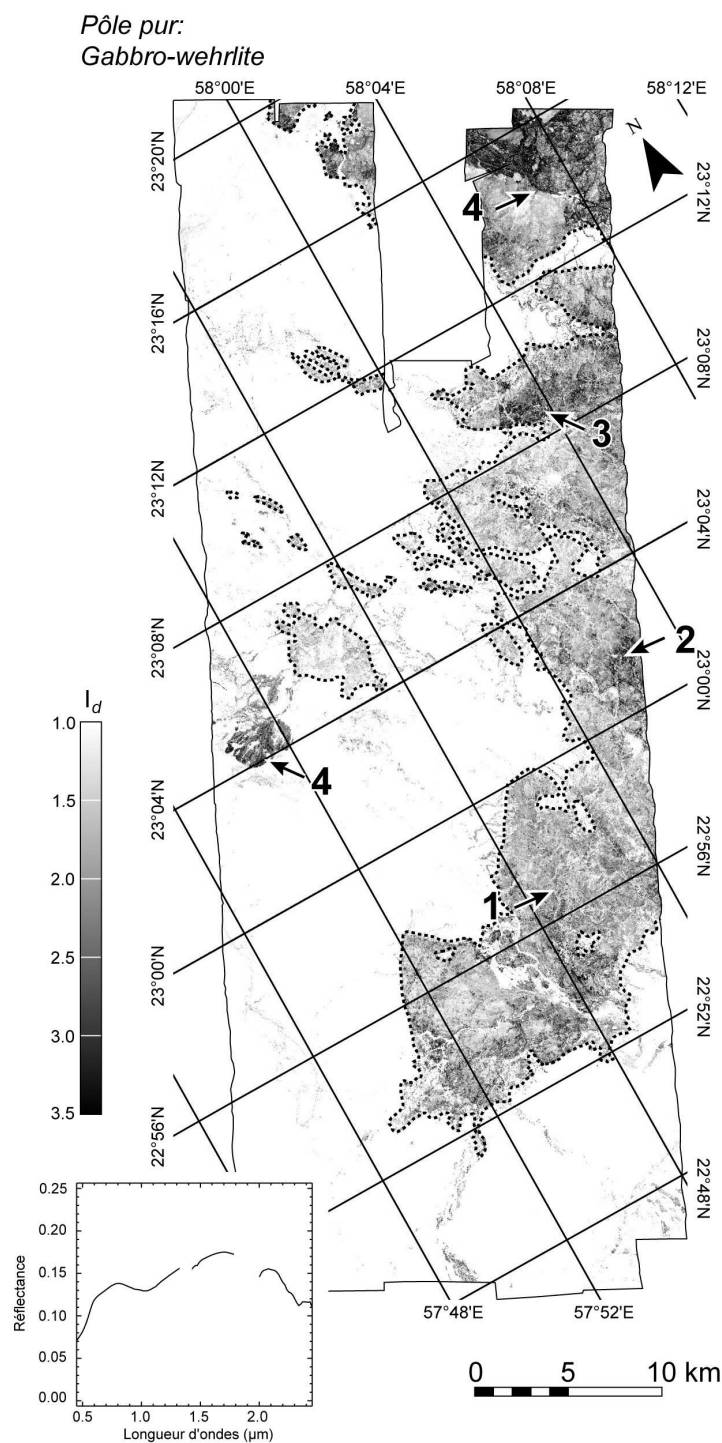


Figure 259 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbro-wehrlite. Ce pôle pur correspond à un mélange intime entre un gabbro et une wehrlite intrusive mesuré sur le terrain. Des valeurs de ressemblance comprises entre 1,5 et 2,5 occupent une grande partie de la séquence crustale. En revanche, certains secteurs présentent des valeurs plus élevées (i.e., > 3,0) et qui correspondent en grande partie à des zones de transition entre des wehrlites (Figure 257) et des gabbros (Figure 258) (flèches 1 à 3). Les cônes de déjection sont composés de blocs de nature différente. Ceci se traduit spectralement par un signal qui ressemble fortement au spectre de ce pôle pur (flèches 4).

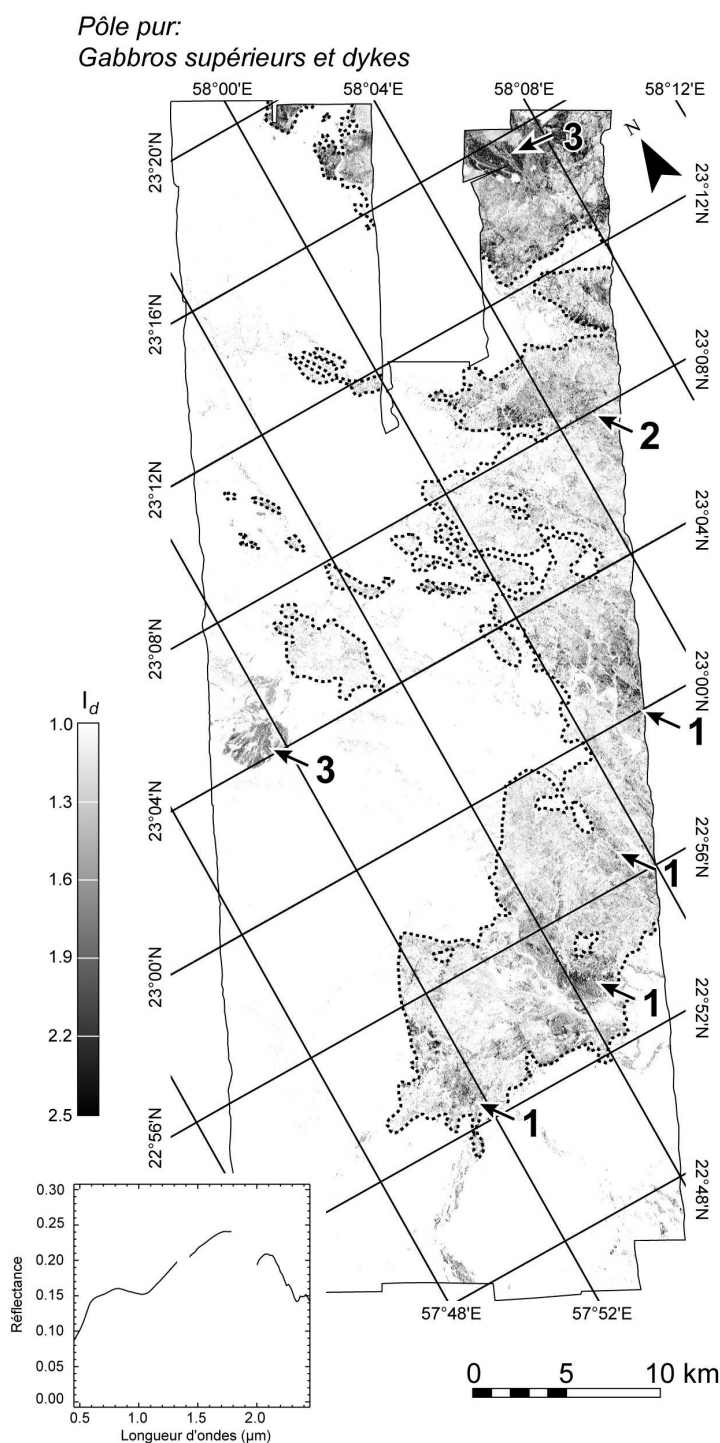


Figure 260 : Carte de ressemblance spectrale du pôle pur gabbros supérieurs et dykes. Les pixels qui présentent les plus fortes valeurs de I_d (i.e., $>2,2$) définissent des zones allongées qui s'orientent $\sim N150^\circ$ au sud-ouest du Massif (flèches 1) à $\sim N90^\circ$ en allant vers le nord-est (flèche 2). La forme de ces objets est en accord avec la nature intrusive des dykes. Des fortes valeurs de I_d sont également observées sur des cônes de déjection (flèches 3) formés essentiellement par des blocs de gabbro (Figure 258). Ceci n'implique pas que cette lithologie soit rencontrée dans ces cônes mais que la composition responsable de la signature mesurée à distance présente selon les secteurs des plus fortes ressemblances à ce pôle spectral. Cette observation permet de conseiller de rester prudent lors de l'interprétation des surfaces qui sont composées de blocs de natures différentes.

Influence des altérations de surfaces naturelles sur la reconnaissance des roches par télédétection V-IR : application à la cartographie de l'ophiolite d'Oman et au programme d'étude des nouvelles AOC des Muscadet de la région nantaise

Dans des conditions naturelles d'exposition, les roches présentent divers types d'altération modifiant leur composition initiale. En climat tempéré, elles se dégradent pour former une altérite. En milieu désertique, une patine d'altération se développe. Ces deux phénomènes masquent la composition de la roche-mère et induisent une détermination erronée des faciès lors de leur cartographie par télédétection.

Pour le Muscadet Nantais et l'ophiolite d'Oman, l'étude des altérations passe par la comparaison des spectres V-IR des surfaces fraîches et altérées. Pour retirer les effets de rugosité de surfaces propres à chaque échelle d'observation (laboratoire, terrain, aéroportée), une nouvelle normalisation des spectres est proposée.

L'étude minéralogique des sols de la région nantaise, par spectrométrie et DRX, a permis de définir des limites de détectabilité des roches de la Nappe de Champtoceaux et des faciès de gabbro du Pallet. Ces résultats ont été testés sur une simulation de campagne aéroportée.

La cartographie du Massif du Sumail (Oman) est réalisée grâce à l'étude des spectres des différents faciès et validée par des études pétrologiques et MEB. Les séquences mantellaires et crustales de l'ophiolite sont dissociées sur l'image HyMap. Le calcul des mélanges synthétiques à partir des spectres de terrains a permis de quantifier la couverture de chaque lithologie. La combinaison de ces cartes aboutit à une nouvelle carte géologique. Dans la séquence crustale, elle révèle la présence d'un nouveau bloc présentant une abondance anormale en orthopyroxène.

Mots-clefs : télédétection ; hyperspectral ; spectroscopie ; altération météoritique ; patine ; altérite ; cartographie ; ophiolite ; Oman ; AOC Muscadet.

Impact of natural surface weathering on rock identification by V-NIR remote sensing: applications to the Oman ophiolite mapping and to the study of new wine AOC zoning of the Nantes area Muscadet

Under natural exposure conditions, rocks display a wide range of weathering modifying initial rock composition. In temperate climates, they form dip alterites, while a rock varnish develops in desert environments. Both phenomena mask the composition of the bedrock leading to a misidentification of rock types by remote sensing.

For both Nantes Muscadet and Oman ophiolite, the weathering study necessitates comparisons between fresh and weathered surface V-NIR spectra. A new standardisation of spectra is introduced to remove roughness effect specific to each scale of observation (laboratory, field, airborne).

A mineralogical study of sols by spectrometry and XRD, allows to define limit of detection between rocks of the Nappe de Champtoceaux and rock types of the Pallet gabbro. These results are tested with an airborne campaign simulation.

The Sumail Massif (Oman) mapping is achieved by studying different facies spectra, validated by petrological and SEM analysis. The mantle and the crustal section of the ophiolite are dissociated from the HyMap image. The calculation of synthetic mixtures from field spectra led to quantify the surface coverage of each lithology. The combination of these maps succeeds to a new geological map. In the crustal section, it reveals the presence of a new bloc with anomalous contain in orthopyroxene.

Key-words : remote sensing; hyperspectral; spectroscopy; weathering; desert varnish; alterite; mapping; ophiolite; Oman; Muscadet wine zoning.